

“Einfluss biologischer Prozesse auf die Ausbreitungswege von Nährstoffen in der Ostsee”

Dissertation

zur

Erlangung des akademischen Grades
doctor rerum naturalium (Dr. rer. nat.)
der Mathematisch-Naturwissenschaftlichen Fakultät
der Universität Rostock

Betreuer: Prof. Wolfgang Fennel

vorgelegt von

Hagen Radtke, geb. am 27.10.1983 in Rostock
aus Rostock

Rostock, 02.05.2012

Datum der Verteidigung:

04.10.2012

Gutachter:

Prof. Wolfgang Fennel
Sektion Physikalische Ozeanographie und Messtechnik
Leibniz-Institut für Ostseeforschung Warnemünde

Prof. Andreas Oschlies
Forschungsschwerpunkt Biogeochemische Modellierung
GEOMAR | Helmholtz-Zentrum für Ozeanforschung Kiel

Zusammenfassung

Diese Arbeit stellt eine Modellstudie dar, deren Ziel es ist, das Schicksal von Stickstoff und Phosphor, die aus verschiedenen Eintragsquellen in die Ostsee gelangen, zu verfolgen. Insbesondere wird die Frage erörtert, wie die Propagation durch das Nahrungsnetz die Ausbreitungswege dieser Nährstoffe gegenüber der rein physikalischen Advektion eines passiven Tracers modifiziert. Zu diesem Zweck wurde ein bestehendes dreidimensionales Ökosystemmodell der Ostsee um diagnostische Möglichkeiten erweitert, die es gestatten, die Nährstoffe nach ihrer Eintragsquelle zu markieren sowie ihnen ein "Alter" zuzuordnen, definiert als die Zeitspanne seit ihrem Eintritt ins Ökosystem. Markiert wurden die Einträge aus fünf Flüssen und durch die Fixierung von molekularem Stickstoff.

Die Ausbreitung von Stickstoff wird durch Denitrifizierung in Sedimenten eingeschränkt, die ihn auf einer Zeitskala von 1-2 Jahren aus dem Ökosystem entfernt. Durch Flüsse eingetragener Stickstoff verbleibt daher nahe der Mündung oder in Küstennähe. Nur ein geringer Teil des durch Flüsse eingetragenen Stickstoffs gelangt in die offenen Becken der Ostsee, deren Stickstoffpool sich - wie aus Untersuchungen stabiler Stickstoffisotope bekannt - aus der Fixierung speist.

Phosphor erfährt durch die Propagation im Nahrungsnetz einen von der Küste zum Becken hin gerichteten Transport. Dieser findet als Sedimenttransport statt und entfernt den Phosphor binnen weniger Jahre aus küstennahen Bereichen. Verschiedene Mechanismen für diesen Effekt werden diskutiert, er bewirkt eine hohe Residenzzeit von Phosphor in der Ostsee, die sowohl die eines passiven Tracers als auch unsere Simulationsdauer von 35 Jahren übersteigt.

Ein weiterer Teil der Arbeit befasst sich mit dem Einfluss von Fisch auf die Ausbreitung von Nährstoffen. Für diese Untersuchungen wurde das Ökosystemmodell der Ostsee mit einem Fischmodell gekoppelt. Das Ergebnis zeigt, dass in den Tiefenbecken der Ostsee laichende Fische einen effektiven Materialtransport in diese Gebiete bewirken, der aber klein im Verhältnis zum Gesamteintrag in die Becken ist.

Abstract

This work presents a model study, aimed at tracking the fate of nitrogen and phosphorus from different input sources in the Baltic Sea. It especially addresses the question, how propagation through the food web alters the pathways of these nutrients compared to the pure physical advection of a passive tracer. For this purpose, an existing, three-dimensional ecosystem model of the Baltic Sea was expanded by diagnostic possibilities, which allow a tagging of nutrients depending on their input source, as well as attributing an “age” to them, defined as the time elapsed since they entered the ecosystem. Nutrient loads of five rivers and fixation of molecular nitrogen were the marked input sources.

The spreading of nitrogen is limited by denitrification in the sediments, removing it from the ecosystem on a timescale of 1-2 years. Nitrogen entering through rivers thus stays near the river mouth or at the coast. Only a small fraction of the riverine nitrogen loads reaches the open basins of the Baltic Sea, whose nitrogen pool is supplied by dinitrogen fixation, as known by investigations on stable nitrogen isotopes.

Phosphorus, by the propagation through the food web, experiences a coast-to-basin-transport. This takes place as sediment transport and removes phosphorus from the near-coastal areas within a few years. Different possible mechanisms are discussed for this effect, it causes a high residence time of phosphorus in the Baltic Sea which exceeds both that of a passive tracer and the simulated period of 35 years.

Another part of the work deals with the influence of fish to the spreading of nutrients. For these investigations the ecosystem model of the Baltic Sea was coupled to a fish model. The results show that fish spawning in the deep basins of the Baltic Sea cause an effective transport of material to these areas, which is, however, small related to the total input into the basins.

Danksagung

Ich danke meiner Arbeitsgruppe, in der ich sehr gern tätig war. Vor allem möchte ich zwei Kollegen danken: Zunächst meinem Betreuer, Prof. Wolfgang Fennel, der mir immer viel zugetraut hat und mich bei der Umsetzung eigener Ideen sehr wohlwollend und konstruktiv begleitete. Außerdem Dr. Thomas Neumann, dessen Modell ich nutzen und erweitern durfte und der mir bei auftretenden Fragen und Problemen auch immer sofort weiterhalf. Seine Erfahrung und sein Sachverstand in Bezug auf das verwendete Modell waren sehr wertvoll für mich.

Ich danke ferner dem Hochleistungsrechenzentrum Nord für die zur Verfügung gestellte Rechenzeit und der Deutschen Forschungsgemeinschaft für die finanzielle Unterstützung.

Herzlich möchte ich meinen Eltern danken, die mir auf meinem bisherigen Weg immer bedingungslos und mit viel Liebe zur Seite standen. Nicht zuletzt danke ich meiner Freundin Lauri für die Geduld mit mir in den letzten Wochen.

Inhaltsverzeichnis

Zusammenfassung / Abstract	ii
Danksagung	iv
1 Einleitung	1
1.1 Motivation	1
1.2 Gliederung	3
2 Beschreibung des physikalischen Strömungsmodells	5
2.1 Modellgleichungen	5
2.2 Numerische Diskretisierung der Modellgleichungen	7
2.3 Parametrisierung nichtaufgelöster Prozesse	11
2.3.1 Vertikale Turbulenzparametrisierung	13
2.3.2 Horizontale Turbulenzparametrisierung	17
2.4 Offene Grenze zur Nordsee	18
2.5 Meteorologische Antriebsdaten	19
2.5.1 Antriebsdaten	19
2.5.2 Einkopplung der Antriebsdaten ins Modell	20
2.5.3 Wärmefluss	21
2.5.4 Impulsfluss	22
2.6 Flusseinträge	23
2.7 Wellenmodell	24
2.7.1 Beschreibung des Wellenmodells	24
2.7.2 Resuspension von Sediment	25
2.8 Eismodell	28
2.8.1 Struktur des Eismodells	28
2.8.2 Änderung der Eistemperatur	31
2.8.3 Änderung der Eisdicke	34
3 Beschreibung des verwendeten numerischen Ökosystemmodells	39
3.1 Formale Beschreibung des Modells	39
3.1.1 Modellgleichungen	39
3.1.2 Diskretisierung der Modellgleichungen	43
3.1.3 Lichtmodell	43
3.1.4 Offene Grenze zur Nordsee	47
3.1.5 Flussfrachten und atmosphärische Einträge	47

3.2	Inhaltliche Diskussion der Prozesse im Modell	47
3.2.1	Im Modell repräsentierte Prozesse	47
3.2.2	Im Modell nicht repräsentierte Prozesse	57
4	Beschreibung des Verfahrens zur Markierung von Nährstoffen	63
4.1	Markierung nach Eintragsquelle	63
4.2	Altersverfolgung	66
4.3	Mögliche weitere Attributierung der Nährstoffe	67
5	Empirische Methoden der Quellenzuordnung von Nährstoffen	73
5.1	Stickstoff-Isotopenmethode	74
5.2	Sauerstoff-Isotopenmethode zur Quellenzuordnung von Phosphat . . .	76
6	Ausbreitungswege der durch Flüsse eingetragenen Nährstoffe	79
6.1	Einfluss der Biologie auf die Ausbreitung durch Flüsse eingetragener Nährstoffe	79
6.1.1	Modifikation der Ausbreitung von N und P aus der Oder . . .	79
6.1.2	Modifikation der Ausbreitung von N und P aus der Weichsel .	81
6.1.3	Modifikation der Ausbreitung von N und P aus der Memel . .	85
6.1.4	Modifikation der Ausbreitung von N und P aus der Düna . . .	85
6.1.5	Modifikation der Ausbreitung von N und P aus der Neva . . .	88
6.2	Dynamik der Haffe, Buchten und Meerbusen	88
6.2.1	Stettiner Haff	91
6.2.2	Danziger Bucht	93
6.2.3	Kurisches Haff	93
6.2.4	Rigaer Meerbusen	94
6.2.5	Finnischer Meerbusen	96
6.3	Vertikaltransporte durch saisonale Dynamik im Nahrungsnetz . . .	98
6.4	Physikalische Transporte	104
6.4.1	Großräumige Zirkulation der Ostsee	104
6.4.2	Großräumige Nährstofftransporte nach Eintragsquelle	104
6.5	Sedimentation und Sedimenttransport	113
6.5.1	Validation von Sedimenttransport im Modell	113
6.5.2	Mechanismen für küstensenkrecht Sedimenttransport	115
6.5.3	Die “phosphate pump” - ein Modellartefakt oder real?	125
6.6	Nährstoffsinken und Verweilzeiten der Nährstoffe im Ökosystem . . .	130
6.6.1	Gemeinsamkeiten zwischen den markierten Flüssen in Bezug auf die Nährstoffsinken	131
6.6.2	Diskussion der Nährstoffsinken einzelner Flüsse	132
6.6.3	Ausstrom in Richtung Arkonabecken	149
6.7	Zusammenfassung: Einfluss der Biologie auf den Transport durch Flüsse eingetragener Nährstoffe	152

7	Ausbreitungswege fixierten Luftstickstoffs und atmosphärisch eingetragener Nährstoffe	155
7.1	Fixierter Luftstickstoff	155
7.1.1	Räumliche Verteilung von Quellen und Senken	155
7.1.2	Saisonale Dynamik im Nahrungsnetz	156
7.1.3	Physikalische Transporte	158
7.1.4	Nährstoffsinken und Verweilzeiten im Ökosystem	159
7.2	Direkte atmosphärische Einträge	162
8	Rolle des Fisches für die Nährstoffumsätze	165
8.1	Budgetrechnungen	166
8.1.1	Konsumption und Respiration durch Fisch	166
8.1.2	Nährstoffabgabe durch Laichen	167
8.1.3	Nährstoffentnahme durch Fischerei	168
8.2	Untersuchungen zur Eutrophierung der Tiefenbecken durch Fisch . .	168
8.2.1	Fragestellung	168
8.2.2	Das NPZDF-Modell	169
8.2.3	Beschreibung des massenklassenstrukturierten Fischmodells . .	170
8.2.4	Kopplung des Fischmodells an das NPZD-Modell	177
8.2.5	Mathematische Beschreibung des Schwimm-Algorithmus . . .	177
8.2.6	Ergebnisse des Fischmodells	184
8.2.7	Ausblick	187
9	Zusammenfassung und Ausblick	193
	Eidesstattliche Erklärung	ix
	Abbildungsverzeichnis	x
	Literaturverzeichnis	xvi

Kapitel 1

Einleitung

1.1 Motivation

Das Ökosystem der Ostsee steht in einer besonders starken Kopplung mit der menschlichen Gesellschaft. Zum einen ist die Ostsee aufgrund ihrer schmalen Verbindung zur Nordsee ein vom Weltmeer fast vollständig entkoppeltes Ökosystem, das Einflüssen aus seinem dicht besiedelten Einzugsgebiet daher besonders intensiv ausgesetzt ist. Die starke Eutrophierung der Ostsee, die zum überwiegenden Teil aus anthropogen bewirkten Nährstoffeinträgen aus Flüssen und der Atmosphäre resultiert, ist ein Resultat dieser Kopplung. Zum anderen bieten die Ostsee und ihr Ökosystem aber auch eine Vielzahl von Dienstleistungen für die Gesellschaft. Neben Fischfang, Güter- und Personenverkehr ist der Tourismus ein wesentlicher Wirtschaftsfaktor für die teilweise dicht besiedelte Küstenregion.

Daher werden erhebliche gesellschaftliche Anstrengungen darauf verwendet, das Ökosystem der Ostsee von der Last der hohen Nährstoffeinträge zu befreien. Der “Baltic Sea Action Plan” sieht eine Reduzierung der Stickstoff- und Phosphoreinträge in verschiedenen Anrainerstaaten vor, die speziell einzelne Becken der Ostsee von Stickstoff und Phosphor entlasten soll, um jeweils lokal die Ökosystembedingungen zu verbessern. Hinter diesem Ansatz steht die richtige Annahme, dass die Ostsee nicht ein räumlich homogenes System darstellt, sondern Nährstoffe je nach Eintragsort einem verschiedenen Schicksal unterworfen sind und somit verschiedene Auswirkungen auf das Ökosystem haben. Um die Wirksamkeit von Nährstoffreduktionen abschätzen zu können, ist folglich ein detailliertes Verständnis der Ausbreitungswege der eingetragenen Nährstoffe nötig.

Die Ausbreitung von Nährstoffen in der Ostsee lässt sich nicht allein durch physikalische Transporte beschreiben. Da sie neben räumlicher Ausbreitung auch eine Propagation durch den Phasenraum des Nahrungsnetzes erfahren, werden ihre Ausbreitungswege durch die Biologie modifiziert, sie ergeben sich somit durch eine

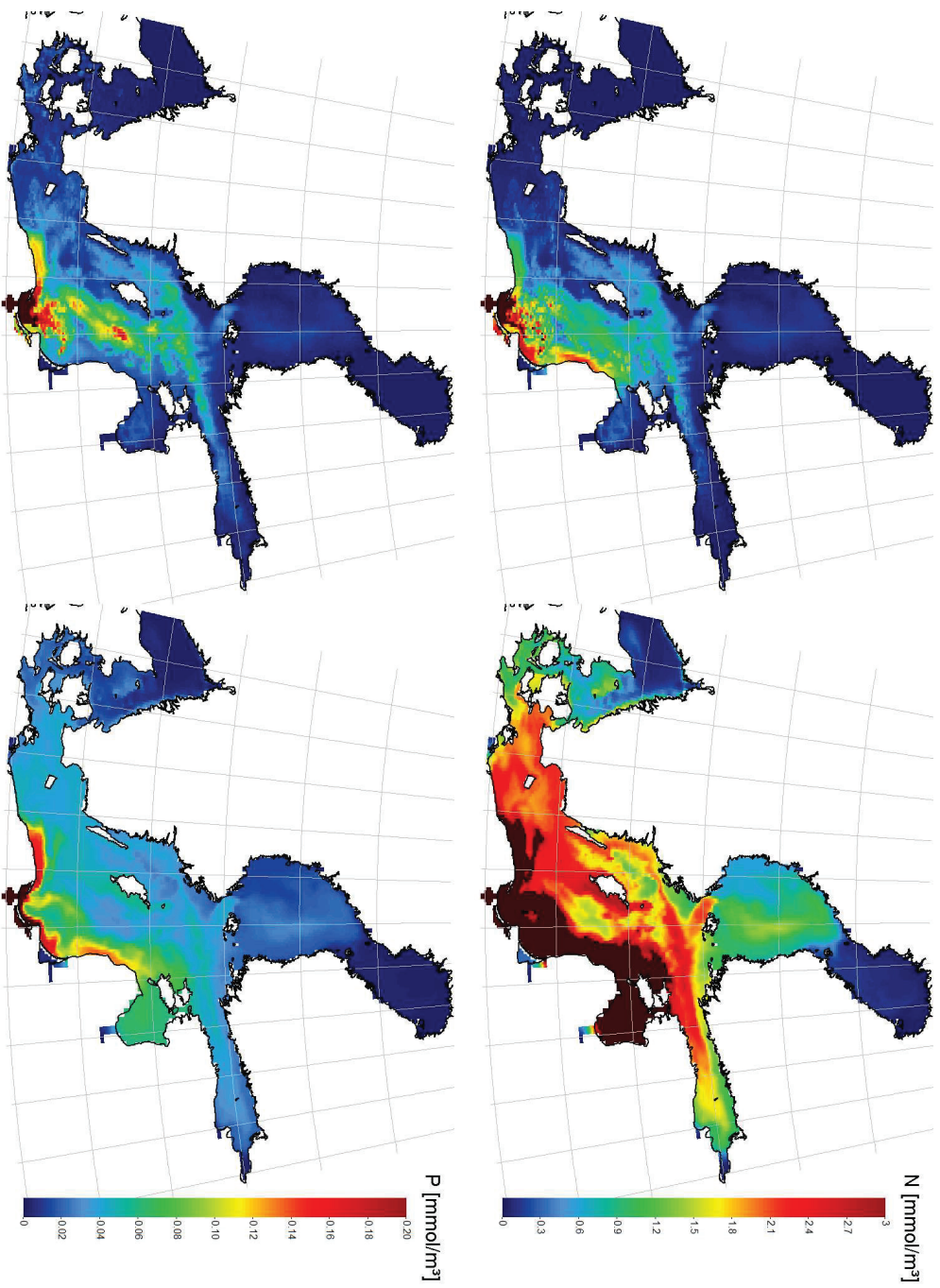


Abbildung 1.1: Vertikal gemittelte Konzentration von Stickstoff (oben) und Phosphor (unten) aus der Weichsel nach 7 Simulationsjahren, im Dezember 1968. Links die realistische Verteilung, rechts die Verteilung, die entsteht, wenn keine biologischen Prozesse die Ausbreitung der Nährstoffe beeinflussen würden. Im Sediment gespeichertes N und P ist in den linken Abbildungen berücksichtigt.

Wechselwirkung biologischer und physikalischer Prozesse. Den Einfluss der Biologie auf die räumliche Ausbreitung von Stickstoff und Phosphor in der Ostsee zu untersuchen, ist Ziel dieser Arbeit.

Betrachten wir Abbildung 1.1. In ihr ist dargestellt, wie sich Stickstoff und Phosphor, die aus der Weichsel in die Ostsee gelangen, in den Jahren von 1962 bis 1968 ausgebreitet haben dürften. Die Abbildung zeigt die Konzentration dieser Nährstoffe im Dezember 1968. Auf der linken Seite ist die realistische Verteilung, unter Berücksichtigung biologischer Prozesse, zu erkennen. Auf der rechten Seite ist zu sehen, wo sich die Nährstoffe befinden würden, wenn nur die physikalische Advektion ihre Verteilung bestimmen würde. Offensichtlich sorgen biologische Prozesse im Fall des Stickstoffs (oben im Bild) in erster Linie für eine Reduktion der Gesamtmenge. Tatsächlich ist der Prozess der Denitrifizierung im Sediment dafür verantwortlich, dass die Residenzzeit des durch Flüsse eingetragenen Stickstoffs im Ökosystem Ostsee nur etwa 1.4 Jahre beträgt, also in den betrachteten 7 Jahren der größte Teil des Stickstoffs das Ökosystem bereits wieder verlassen hat. Für Phosphor hingegen besteht der dominierende Effekt der Biologie offenbar in einem beckenwärts gerichteten Transport. Anstatt mit der Flusswasserfahne entlang der Küste zu strömen, wie in der rechten Abbildung zu sehen, gelangte Phosphor in den betrachteten 7 Jahren offenbar in die Tiefenbecken der Ostsee, so dass die küstennahe Konzentration deutlich reduziert ist.

Im Rahmen dieser Modellstudie werden die Ausbreitungswege der aus fünf betrachteten Flüssen (Oder, Weichsel, Memel, Düna, Neva) und durch Stickstofffixierung eingetragenen Nährstoffe im Ökosystem der Ostsee verfolgt. Mit besonderem Fokus auf die Auswirkungen der biologischen Prozesse auf den physikalischen Transport werden die Ausbreitungswege von Stickstoff und Phosphor verfolgt und die Zeitskalen ihrer Ausbreitung abgeschätzt.

1.2 Gliederung

In den Kapiteln 2 und 3 soll das für diese Untersuchungen verwendete Ökosystemmodell beschrieben werden, zunächst sein physikalischer und dann sein biogeochemischer Teil.

Das existierende Modell wurde um die Fähigkeit erweitert, Nährstoffe nach ihrer Eintragsquelle in Raum und Nahrungsnetz zu verfolgen. Außerdem wird diesen eingetragenen Nährstoffen ein “Alter” zugeordnet, definiert als die Zeit seit dem Eintritt in das Ökosystem. Die Mechanismen zur Quellenzuordnung und zur Altersverfolgung werden in Kapitel 4 beschrieben.

Vor der Diskussion der Modellergebnisse widmet sich Kapitel 5 kurz empirischen Möglichkeiten der Quellenzuordnung von Nährstoffen.

In Kapitel 6 wird die Ausbreitung der aus Flüssen eingetragenen Nährstoffe untersucht. Dabei werden auch die Mechanismen diskutiert, über die die biologischen Prozesse die physikalische Ausbreitung beeinflussen. Somit stellt dieses Kapitel den Kern der Arbeit dar. In Kapitel 7 wird speziell auf den fixierten Luftstickstoff eingegangen und die Ausbreitung atmosphärischer Einträge diskutiert.

Kapitel 8 schließlich widmet sich einem speziellen Aspekt der biologischen Transporte, es wird die Rolle des Fisches betrachtet, der aufgrund seiner Fähigkeit, aktiv zu schwimmen, einen Horizontaltransport von Nährstoffen bewirken kann.

Die Ergebnisse werden in Kapitel 9 zusammengefasst und ein Ausblick formuliert.

Kapitel 2

Beschreibung des physikalischen Strömungsmodells

Das für diese Arbeit verwendete, als ERGOM (Ecological ReGional Ocean Model) bezeichnete Modellsystem besteht im Wesentlichen aus einem physikalischen Strömungsmodell auf Basis des Modular Ocean Model (MOM3.1) und einem darin eingebauten Ökosystemmodell. In diesem Kapitel sollen die Grundzüge des physikalischen Teils des numerischen Ökosystemmodells beschrieben werden.

Das physikalische Modell stellt eine Anwendung des Modular Ocean Model (MOM3) des Geophysical Fluid Dynamics Laboratory (GFDL) Princeton dar, und die Beschreibung des Modells erfolgt weitgehend analog zum Handbuch, *Pacanowski and Griffies* (1998). Das Modellsystem bietet eine Reihe auswählbarer Optionen an, hier soll nur auf die tatsächlich genutzten eingegangen werden. Die Beschreibung des Wellenmodells und des Eismodells sind nicht im Handbuch zu finden und wurden hier ergänzt. Außerdem wird in diesem Kapitel auf die für das Modell benötigten Antriebsdaten eingegangen.

2.1 Modellgleichungen

Im physikalischen Teil des numerischen Modells werden die hydrostatischen Boussinesq-Gleichungen auf einem sphärischen Gitter gelöst. Die Gleichungen für die horizontale Impulserhaltung lauten (*Pacanowski and Griffies*, 1998)

$$\frac{\partial}{\partial t} u = -\vec{v} \cdot \nabla u + v \left(f + \frac{u \tan \phi}{a} \right) - \left(\frac{1}{a \rho_0 \cos \phi} \right) \frac{\partial}{\partial \lambda} p + \frac{\partial}{\partial z} \left(\kappa_m \frac{\partial}{\partial z} u \right) + F^u, \quad (2.1)$$

$$\frac{\partial}{\partial t} v = -\vec{v} \cdot \nabla v - u \left(f + \frac{u \tan \phi}{a} \right) - \left(\frac{1}{a \rho_0} \right) \frac{\partial}{\partial \phi} p + \frac{\partial}{\partial z} \left(\kappa_m \frac{\partial}{\partial z} v \right) + F^v. \quad (2.2)$$

Hierbei bezeichnen u , v und w die Strömungsgeschwindigkeit in östlicher, nördlicher und vertikaler Richtung, $\vec{v} = (u, v, w)^T$, p den Druck, λ und ϕ die geographische

Länge bzw. Breite, z die Höhe über NN (im Wasser gilt $z < 0$), a den Erdradius ($a = 6371 \cdot 10^3$ m), f die Coriolisbeschleunigung $f = 1,458 \cdot 10^{-5} \text{ s}^{-1} \cdot \sin \phi$, ρ_0 die Boussinesq-Dichte $\rho_0 = 1,035 \text{ g cm}^{-3}$, κ_m die vertikale Viskosität, und F^u bzw. F^v die angreifenden Kräfte in zonaler bzw. meridionaler Richtung. Die lokale Änderung der horizontalen Strömungskomponenten wird also verursacht durch (v.l.n.r.)

- advektiven Impulstransport,
- die Coriolisbeschleunigung als Folge der Erdrotation,
- einen metrischen Term, da das Koordinatensystem nicht geradlinig ist,
- horizontale Druckgradienten,
- vertikale turbulente Reibung,
- horizontale turbulente Reibung und externe Kräfte.

Die turbulente Reibung parametrisiert hierbei die effektive Viskosität, die durch kleinskalige Geschwindigkeitsfluktuationen entsteht, die vom numerischen Modell aufgrund der Gittergröße nicht aufgelöst werden.

Die vertikale Strömungskomponente w wird aus der Volumenerhaltung

$$\nabla \cdot \vec{v} = 0 \quad (2.3)$$

bestimmt.

Der Druck ergibt sich aus der hydrostatischen Näherung

$$\frac{\partial p}{\partial z} = -\rho g, \quad (2.4)$$

wobei g die Erdbeschleunigung, $g = 9.806 \text{ m s}^{-2}$, und ρ die Dichte des Wassers darstellt, die nach einer Zustandsgleichung

$$\rho = \rho(\theta, s, z) \quad (2.5)$$

bestimmt wird. Diese hat Polynomform und wird aus der UNESCO-Zustandsgleichung EOS-80 abgeleitet, *Gill* (1982). Hierbei bezeichnet s die Salinität des Wassers und θ die potentielle Temperatur.

Temperatur und Salzgehalt genügen den Gleichungen

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = -\vec{v} \cdot \nabla \theta - \nabla F_\theta, \quad (2.6)$$

$$\frac{\partial s}{\partial t} = -\vec{v} \cdot \nabla s - \nabla F_s. \quad (2.7)$$

Hierbei stellen F_θ und F_s den (nicht-advektiven) Wärme- bzw. Salzfluss dar. Diese Gleichungen gelten in derselben Form auch für Zustandsvariablen des Ökosystemmodells, auf die in Kapitel 3 eingegangen wird.

Bei der Diskretisierung der Gleichungen auf das Modellgitter ergeben sich zu parametrisierende nichtlineare Terme, die turbulente Diffusion und Viskosität beschreiben. Die Wahl der Parametrisierung wird in Abschnitt 2.3 dargelegt. Die Randbedingungen werden in Abschnitt 2.4 beschrieben.

2.2 Numerische Diskretisierung der Modellgleichungen

Die numerische Lösung der Modellgleichungen ist mit Hilfe einer Diskretisierung des Modellgebietes (Finite-Differenzen-Methode) möglich. Dabei werden die räumlichen und die zeitlichen Ableitungen (Differentialquotienten) durch Differenzenquotienten ersetzt.

In Bezug auf die zeitliche Iteration wird ein Mode-Splitting-Verfahren angewendet. Dabei werden barotroper und barokliner Mode getrennt, d.h. die Oberflächendynamik, die zu einer vertikal homogenen Strömung korrespondiert, wird unabhängig von der durch Schichtung bedingten internen Dynamik berechnet.

Der Druck p in einer Tiefe z ergibt sich im hydrostatischen Fall durch vertikales Integrieren der hydrostatischen Approximation, Gleichung 2.4,

$$p(z) = p_a + \int_z^\eta dz' \rho g, \quad (2.8)$$

wobei η die Oberflächenauslenkung beschreibt und p_a den Luftdruck, ggf. ergänzt um den Druck des Eises, s. Abschnitt 2.8. Spalten wir das Integral bei $z = 0$ auf, so ergibt sich

$$p(z) = p_a + p_b + p_s \quad (2.9)$$

mit

$$p_b = \int_z^0 dz' \rho g \quad (2.10)$$

und

$$p_s = \int_0^\eta dz' \rho g. \quad (2.11)$$

Approximativ wird für p_s der Ausdruck

$$p_s = \rho(z=0)\eta g \quad (2.12)$$

verwendet.

Die Größen p_a und p_s sind unabhängig von der Tiefe z , somit auch ihr Beitrag in den Impulsgleichungen 2.1 und 2.2. Sie treiben folglich eine vertikal homogene und daher als barotrop bezeichnete Strömung an. Diese wird in einem kleinen (barotropen) Zeitschritt aus den vertikal integrierten Impulsgleichungen berechnet. Ebenso wird die Meeresspiegelhöhe η in jedem barotropen Zeitschritt nach der Formel

$$\frac{\partial}{\partial t}\eta = -\frac{\partial}{\partial x}U - \frac{\partial}{\partial y}V + q_w \quad (2.13)$$

berechnet, wobei U und V die vertikal integrierten horizontalen Geschwindigkeitskomponenten sind und q_w der Frischwasserfluss. Diese Formel ergibt sich aus der Volumenerhaltung (2.3), der Bodenrandbedingung

$$w = -\vec{v} \cdot \nabla H \quad (2.14)$$

(mit Bodentiefe H) und der Oberflächenrandbedingung

$$\frac{d}{dt}\eta = w + q_w, \quad (2.15)$$

wobei $\frac{d}{dt}$ die eulersche (materielle) Ableitung bezeichnet.

In einem größeren (baroklinen) Zeitschritt werden dann die vollen Gleichungen, unter Berücksichtigung von p_b , gelöst. Motivation für dieses Mode Splitting ist die schnelle Propagation der Oberflächenwellen im Verhältnis zu internen Wellen, die einen kleinen Zeitschritt nötig macht. In unserem Modell dauert ein barotroper Zeitschritt 54 Sekunden, ein barokliner 9 Minuten. Alle 45 Minuten werden atmosphärische Antriebsdaten in das Modell eingekoppelt.

Betrachten wir nun das Verfahren der Zeitdiskretisierung.

Die Modellgleichungen 2.1 bis 2.7 enthalten nur erste Zeitableitungen. Der Satz an Gleichungen lässt sich formal also als

$$\frac{\partial}{\partial t}\vec{T} = \mathbf{F}(\vec{T}) \quad (2.16)$$

darstellen, wobei $\vec{T} = (T_1, \dots, T_n)^T$ den Vektor der Zustandsvariablen darstellt und \mathbf{F} ein räumliches Funktional auf \vec{T} .

Mit Hilfe des Leapfrog-Schemas wird diese Gleichung wie folgt zeitdiskretisiert:

$$\frac{\vec{T}^{l+1} - \vec{T}^{l-1}}{2\Delta t} = \mathbf{F}(\vec{T}^l). \quad (2.17)$$

Hierbei beschreibt \vec{T}^l den Vektor der Zustandsvariablen zum Zeitpunkt l . Dieses explizite Verfahren konvergiert in zweiter Ordnung in der Zeit. Es weist aber die Tendenz einer Entkopplung der Ergebnisse von geraden und ungeraden Zeitschritten auf, da zusätzlich zur physikalischen Lösung eine oszillierende numerische Lösung existiert. Um diese zu dämpfen, wird ein Robert-Time-Filter verwendet, der das Schema wie folgt modifiziert, *Pacanowski and Griffies* (1998):

$$\frac{\vec{T}^{*,l+1} - \vec{T}^{*,l-1}}{2\Delta t} = \mathbf{F}(\vec{T}^{*,l}), \quad (2.18)$$

$$\vec{T}^l = \vec{T}^{*,l} + \text{smooth} \left(\frac{\vec{T}^{*,l+1} + \vec{T}^{*,l-1}}{2} - \vec{T}^{*,l} \right). \quad (2.19)$$

Der Glättungsparameter *smooth* hat einen Wert von 0,01.

Die räumliche Diskretisierung der Modellgleichungen erfolgt auf einem Arakawa-B-Gitter. Dieses besteht aus zwei gegeneinander verschobenen sphärischen Gittern, einem T-Gitter und einem U-Gitter. Beide sind entlang der Koordinaten λ , ϕ und z ausgerichtet und weisen in der Horizontalen einen festen Gitterabstand von $\Delta\lambda$ bzw. $\Delta\phi$ und in der Vertikalen eine variable Schichtdicke auf. T- und U-Punkte befinden sich in denselben Tiefen (z -Level-Modell), jedoch sind die U-Punkte gegenüber den T-Punkten in der Horizontalen um $(\Delta\lambda/2, \Delta\phi/2)^T$ verschoben. Die Tracerkonzentrationen werden (nach Gleichung 2.6-2.7) auf den T-Punkten bestimmt, die horizontalen Geschwindigkeitskomponenten (nach 2.1-2.2) jedoch auf den U-Punkten.

Das für die Ostsee-Konfiguration verwendete Modellgitter besteht aus 224 x 242 horizontalen Gitterpunkten mit bis zu 77 Tiefenschichten. Diese haben einen Abstand von $\Delta\lambda = 0.1^\circ$ und $\Delta\phi = 0.05^\circ$ in der Horizontalen, was etwa 3 n.m. entspricht, und bis zu 5 m in der Vertikalen. Die maximale Tiefe im Modell beträgt 265.5 m, was eine künstliche Abflachung des Landsort-Tiefs und im Skagerrak erfordert.

Die T-Punkte können entweder Wasser- oder Landpunkte sein. Dies wird durch die Größe $kmt(i, j)$ geregelt, wobei i und j der longitudinale bzw. meridionale Index des Gitterpunktes ist. Der T-Gitterpunkt (i, j, k) ist ein Wasserpunkt, wenn gilt $k \leq kmt(i, j)$. Ein U-Punkt (i, j, k) ist ein Wasserpunkt, wenn gilt

$$k \leq kmu(i, j) \quad \text{mit} \quad (2.20)$$

$$kmu(i, j) = \min(kmt(i, j), kmt(i, j+1), kmt(i+1, j), kmt(i+1, j+1)). \quad (2.21)$$

In Abbildung 2.1 ist das kmt -Feld unseres Ostseemodells abgebildet. Das Modellgebiet weist im Westen einen offenen Rand zur Nordsee auf, so dass dort Randbedingungen vorgeschrieben werden müssen, wie in Abschnitt 2.4 erläutert.

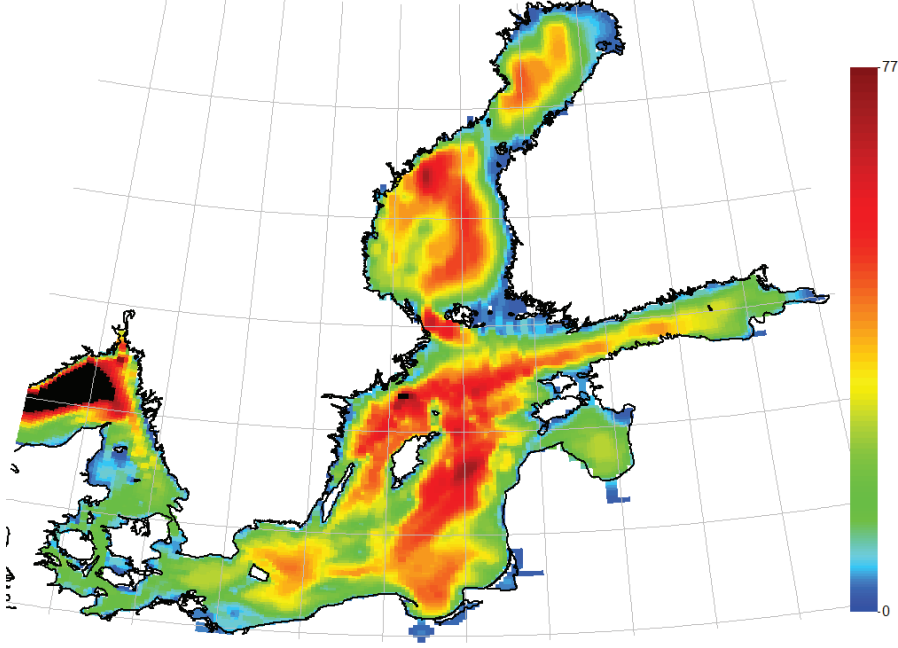


Abbildung 2.1: Räumliche Verteilung der Anzahl der Tiefenschichten kmt im numerischen Gitter des Ostseemodells.

Neben den T- und U-Punkten werden noch E-, N- und B-Punkte definiert, jeweils in der Mitte der östlichen, nördlichen bzw. unteren Fläche der T-Zelle. Auf ihnen werden Zwischenergebnisse bei der Berechnung der Tracer- und Geschwindigkeitswerte ermittelt, siehe Abbildung 2.2.

Die Traceradvektion wird mit einem “quicker”-Schema gelöst, das auf *Leonard* (1979) basiert. Hierbei wird die Advektion des Tracers T nach der Gleichung

$$\frac{\partial}{\partial t} T = -\nabla \cdot (\vec{v}T) = -\frac{\partial}{\partial x}(uT) - \frac{\partial}{\partial y}(vT) - \frac{\partial}{\partial z}(wT) \quad (2.22)$$

in folgender Weise diskretisiert: Zunächst wird die longitudinale Geschwindigkeit auf den E-Punkten berechnet:

$$u_E(i, j, k) = \frac{u_U(i, j-1, k) + u_U(i, j, k)}{2}. \quad (2.23)$$

Dann wird die Tracerkonzentration dort wie folgt bestimmt:

$$T_E(i, j, k) = \begin{cases} -\frac{1}{8}T_T(i-1, j, k) + \frac{3}{4}T_T(i, j, k) + \frac{3}{8}T_T(i+1, j, k) & \text{falls } u_E(i, j, k) \geq 0 \\ \frac{3}{8}T_T(i, j, k) + \frac{3}{4}T_T(i+1, j, k) - \frac{1}{8}T_T(i+2, j, k) & \text{falls } u_E(i, j, k) < 0 \end{cases} \quad (2.24)$$

Daraus ergibt sich der Term in der Bewegungsgleichung (2.22) zu

$$\left(\frac{\partial}{\partial x}(uT) \right)_T = \frac{u_E(i, j, k)T_E(i, j, k) - u_E(i-1, j, k)T_E(i-1, j, k)}{\Delta x}. \quad (2.25)$$

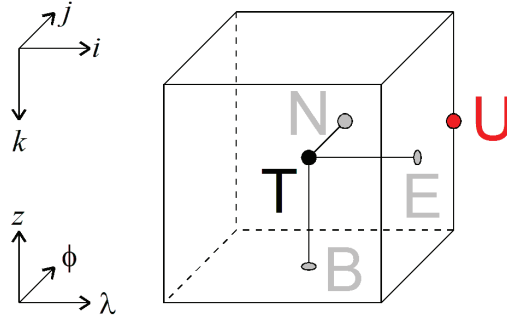


Abbildung 2.2: Anordnung des T- und U-Punktes und der (hilfsweise verwendeten) E-, N- und B-Punkte innerhalb der T-Zelle.

Die Diskretisierung von $\frac{\partial}{\partial y}(vT)$ erfolgt analog.

Das Schema wird in Bereichen mit starken Gradienten und in der Bodenschicht durch ein positiv-definites Advektionsschema ersetzt. Das impliziert eine starke numerische Diffusion, verhindert aber das Auftreten negativer Tracerkonzentrationen durch Überschwinger. Es unterscheidet sich vom quicker-Verfahren durch die Berechnung von T_E als

$$T_E(i, j, k) = \begin{cases} T_T(i, j, k) & \text{falls } u_E(i, j, k) \geq 0 \\ T_T(i + 1, j, k) & \text{falls } u_E(i, j, k) < 0 . \end{cases} \quad (2.26)$$

Durch Gleichung 2.13 ist die Vertikalgeschwindigkeit an der Oberfläche bekannt. Die vertikale Geschwindigkeit an B-Punkten wird dann, von oben nach unten, aus der horizontalen Strömungsdivergenz berechnet:

$$w_B(i, j, k) = w_B(i, j, k - 1) + \Delta z(i, j, k) \cdot \left(\frac{u_E(i, j, k) - u_E(i - 1, j, k)}{\Delta x} + \frac{v_N(i, j, k) - v_N(i, j - 1, k)}{\Delta y} \right) . \quad (2.27)$$

Der vertikale Anteil der Traceradvektion, $\left(\frac{\partial}{\partial z}(wT) \right)_T$, wird analog zum horizontalen Beitrag berechnet, also unter Verwendung des quicker- oder upwind-Schemas, wobei hier noch Korrekturterme auftreten, die die Veränderung von Δz mit der Tiefe berücksichtigen.

2.3 Parametrisierung nichtaufgelöster Prozesse

Das numerische Strömungsmodell kann aufgrund seiner diskreten Gittergröße keine beliebig kleinen Strömungsmuster auflösen. Daher lässt sich zum Beispiel die

Salinität s in einen vom Modell aufgelösten Anteil \bar{s} und eine Abweichung davon (Fluktuation), s' , zerlegen:

$$s = \bar{s} + s' \quad (2.28)$$

Der aufgelöste Anteil \bar{s} ist dabei als ein räumlicher und zeitlicher Mittelwert aufzufassen. Die Zerlegung lässt sich auf alle Modellvariablen (insbesondere θ, u, v, w, p, ρ) anwenden. Genügt der Mittelungsoperator den Reynolds-Regeln

$$\overline{\bar{a}} = \bar{a} \quad (2.29)$$

$$\overline{a'} = 0 \quad (2.30)$$

$$\overline{\bar{a}\bar{b}} = \bar{a}\bar{b} \quad (2.31)$$

$$\overline{\bar{a}b'} = 0 \quad (2.32)$$

für zwei beliebige Größen a und b , so wird die Zerlegung Reynolds-Zerlegung genannt. Desweiteren sei gefordert, dass der Mittelungsoperator mit räumlichen und zeitlichen Ableitungsoperatoren kommutiert.

Unter diesen Umständen lässt sich der Mittelungsoperator auf die Gleichungen 2.1, 2.2, 2.6 und 2.7 anwenden:

$$\begin{aligned} \frac{\partial}{\partial t} \bar{u} &= \overline{-\vec{v} \cdot \nabla u + \dots} = -\vec{v} \cdot \nabla \bar{u} - \overline{v' \nabla u'} + \dots \\ &= -\vec{v} \cdot \nabla \bar{u} - \frac{\partial}{\partial x} \overline{u' u'} - \frac{\partial}{\partial y} \overline{v' u'} - \frac{\partial}{\partial z} \overline{w' u'} + \dots \end{aligned} \quad (2.33)$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial}{\partial t} \bar{v} &= \overline{-\vec{v} \cdot \nabla v + \dots} = -\vec{v} \cdot \nabla \bar{v} - \overline{v' \nabla v'} + \dots \\ &= -\vec{v} \cdot \nabla \bar{v} - \frac{\partial}{\partial x} \overline{u' v'} - \frac{\partial}{\partial y} \overline{v' v'} - \frac{\partial}{\partial z} \overline{w' v'} + \dots \end{aligned} \quad (2.34)$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial}{\partial t} \bar{\theta} &= \overline{-\vec{v} \cdot \nabla \theta - \nabla F_\theta} = -\vec{v} \cdot \nabla \bar{\theta} - \overline{v' \cdot \nabla \theta'} - \nabla \bar{F}_\theta \\ &= -\frac{\partial}{\partial x} \overline{u' \theta'} - \frac{\partial}{\partial y} \overline{v' \theta'} - \frac{\partial}{\partial z} \overline{w' \theta'} - \nabla \bar{F}_\theta \end{aligned} \quad (2.35)$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial}{\partial t} \bar{s} &= \overline{-\vec{v} \cdot \nabla s - \nabla F_s} = -\vec{v} \cdot \nabla \bar{s} - \overline{v' \cdot \nabla s'} - \nabla \bar{F}_s \\ &= -\frac{\partial}{\partial x} \overline{u' s'} - \frac{\partial}{\partial y} \overline{v' s'} - \frac{\partial}{\partial z} \overline{w' s'} - \nabla \bar{F}_s \end{aligned} \quad (2.36)$$

Offenbar sind die Mittelwerte der Produkte der Fluktuationen, $\overline{u'a'}$, $\overline{v'a'}$ und $\overline{w'a'}$, neue Größen, für die man durch Kombination der Bewegungsgleichungen neue Gleichungen herleiten kann. Dabei entstehen wegen der nichtlinearen Beiträge immer

Verknüpfungen mit höheren Korrelationen, so dass eine Schließung der Hierarchie von Gleichungen nötig ist. Die einfachste Schließung ist ein turbulenter Diffusionsansatz, bei dem die turbulenten Flüsse in Richtung des negativen Gradienten der mittleren (im Modell aufgelösten) Größen gerichtet sind.

Da die horizontalen und vertikalen Skalen im Modell verschieden sind, werden die horizontalen turbulenten Flüsse unabhängig von den vertikalen parametrisiert. Als Ansatz wird meist gewählt

$$\overline{u'a'} = -K_x \frac{\partial}{\partial x} \bar{a} \quad (2.37)$$

$$\overline{v'a'} = -K_y \frac{\partial}{\partial y} \bar{a} \quad (2.38)$$

$$\overline{w'a'} = -K_z \frac{\partial}{\partial z} \bar{a}, \quad (2.39)$$

der turbulente Fluss der Größe a ist also stets dem Gradienten ihrer Konzentration entgegengerichtet. Die Größen K_x , K_y und K_z sind im einfachsten Fall Konstanten. In Ozeanmodellen werden jedoch zumeist komplexere Annahmen über die turbulenten Austauschkoeffizienten getroffen.

2.3.1 Vertikale Turbulenzparametrisierung

In dem hier angewendeten Modell wird der vertikale turbulente Fluss nach dem KPP-Schema aus *Large et al.* (1994) bestimmt. In diesem nichtlokalen Schema ist der Fluss einer Variable nur im Fall stabiler Schichtung zu ihrem lokalen Gradienten proportional, wie in Gleichung 2.39. Für den Fall instabiler Schichtung wird Konvektion angenommen, die einen Transport durch die gesamte Deckschicht bewirkt. Der turbulente Vertikalfluss bestimmt sich dann allgemein zu

$$\overline{w'a'} = -K_z \left(\frac{\partial}{\partial z} \bar{a} - \gamma_a \right), \quad (2.40)$$

wobei γ_a den Konvektionsanteil darstellt, der im Fall stabiler Schichtung verschwindet.

Im KPP-Schema wird zunächst die Tiefe der durchmischten Deckschicht, h , aus dem Dichteprofil bestimmt. Dazu werden die (Reynolds-gemittelte) Buoyancy und Geschwindigkeit, \bar{b}_d und $\bar{\vec{v}}_d$ in der Deckschicht bestimmt und eine lokale Richardson-Zahl nach

$$Ri_b(z) = \frac{z(\bar{b}(z) - \bar{b}_d)}{(\bar{\vec{v}}(z) - \bar{\vec{v}}_d)^2 + v_t(z)^2} \quad (2.41)$$

berechnet. Der Zähler dieses Ausdrucks ist proportional der potentiellen Energie, die ein von der Oberfläche stammendes Wasserpaket hat, das in die Tiefe z transportiert wurde, ein Maß für die Schichtung. Der Nenner ist proportional der kinetischen Energie, die ein Oberflächen-Wasserpaket aufgrund seiner Relativgeschwindigkeit gegenüber der Strömung in der Tiefe z besitzt. Dies stellt ein Maß für die Scherung dar. Die Deckschichttiefe h ist definiert als das maximale $|z|$, für das die lokale Richardson-Zahl $Ri_b(z)$ kleiner als eine kritische Richardson-Zahl Ri_c ist, also die Scherung die Schichtung überwiegt. Anders gesagt, die Deckschichttiefe ist die maximale Tiefe, in die Wasserpakete aus der Deckschicht aufgrund ihrer kinetischen Energie noch gelangen können, ohne von ihrem Auftrieb daran gehindert zu werden.

Der Term $v_t(z)^2$ im Nenner beschreibt eine mittlere turbulente Scherung und wird wie folgt parametrisiert, *Large et al.* (1994):

$$v_t(z)^2 = \frac{C_\nu \sqrt{-\beta_T}}{Ri_c \kappa^2} \sqrt{c_s \epsilon} z N w_s. \quad (2.42)$$

Dabei beschreiben κ die Von-Karman-Konstante $\kappa = 0.4$, N die Brunt-Väisälä-Frequenz als Maß für die lokale Schichtung, $N^2 = -\frac{g}{\rho} \frac{\partial}{\partial z} \rho$, C_ν das angenommene Verhältnis zwischen N unterhalb der Deckschicht und $N(z = -h)$, $C_\nu = 4.75$, β_T das angenommene Verhältnis zwischen Buoyancy-Fluss in der Tiefe h zum Oberflächen-Buoyancy-Fluss, $\beta_T = -0.2$, $c_s = 98.96$, ϵ das angenommene Verhältnis zwischen Oberflächengrenzschicht und durchmischter Deckschicht, $\epsilon = 0.1$, und w^+ eine turbulente Geschwindigkeitsskala. Ihre Bestimmung erfolgt wie weiter unten dargestellt, unter Verwendung der Annahme dass $h = z$.

Numerisch wird nun an der Oberfläche beginnend Modellschicht für Modellschicht die lokale Richardson-Zahl Ri_b bestimmt und mit der kritischen Richardson-Zahl $Ri_c = 0.3$ verglichen. Sobald in der Modellschicht k erstmals $Ri_b < Ri_c$, wird die Tiefe h , für die $Ri_b = Ri_c$ gilt, durch lineare Interpolation von Ri_b zwischen den Modellschichten $k - 1$ und k ermittelt.

Um zu entscheiden, ob die Schichtung stabil ist, betrachten wir den Buoyancy-Eintrag B_f an der Oberfläche. Dieser setzt sich aus dem Buoyancy-Fluss an der Oberfläche (Wärme- und Frischwasserflüsse) und dem Buoyancy-Eintrag durch Sonneneinstrahlung zusammen. Die Buoyancy hat die Dimension einer Beschleunigung, ihr Fluss also die Einheit $\text{m}^2 \text{s}^{-3}$.

Ein negativer Buoyancy-Eintrag wirkt destabilisierend auf die Schichtung und führt zu Konvektion. Die negative Buoyancy wird in der durchmischten Deckschicht verteilt und kann die Deckschichttiefe vergrößern. Dazu wird eine vertikale Skale der Konvektionsgeschwindigkeit, w^* , definiert als

$$w^* = \sqrt[3]{-B_f h}. \quad (2.43)$$

Ein positiver Bouyancy-Eintrag hingegen verstärkt die Schichtung, je größer B_f , desto stabiler wird die Schichtung bereits in Oberflächennähe. Für diesen Fall wird eine vertikale Längenskale L relevant, die Monin-Obukhov-Längenskale

$$L = \frac{u^{*3}}{\kappa B_f} . \quad (2.44)$$

Hierbei bezeichnet u^* die horizontale Reibungsgeschwindigkeit, die sich aus dem Windschub $\vec{\tau}$ an der Oberfläche ergibt,

$$u^{*2} = |\vec{\tau}|/\rho(z=0) . \quad (2.45)$$

Großer Windschub sorgt für eine tiefe Durchmischung, daher wächst L bei steigendem u^* . Je größer der Bouyancy-Eintrag, desto stabiler wird hingegen die Schichtung und desto geringer die Tiefe der durchmischten Deckschicht.

Während h also die Tiefe der aktuell existierenden Deckschicht beschreibt, ist L ein Maß für die zu erwartende Tiefe einer sich im Gleichgewicht zwischen Windschub und Bouyancy-Eintrag ausbildenden Deckschicht.

Betrachten wir noch den Fall eines negativen Bouyancy-Eintrags. In diesem Fall ist L negativ und umgekehrt proportional zum Bouyancy-Fluss.

Mithilfe dieser zwei Längenskalen definieren wir zwei dimensionslose Vertikalkoordinaten:

$$\sigma = -z/h , \quad (2.46)$$

$$\zeta = -z/L . \quad (2.47)$$

Die Koordinate σ ist also 0 an der Oberfläche und 1 am unteren Rand der durchmischten Deckschicht. Die Koordinate ζ ist ebenfalls 0 an der Oberfläche, aber 1 in der Tiefe $z = -L$. Bei instabilem Bouyancy-Forcing ($L < 0$) ist sie negativ.

Der turbulente Austauschkoeffizient K_z aus Gleichung (2.40) wird nun mit Hilfe dieser dimensionslosen Koordinaten parametrisiert. Er ergibt sich als Produkt einer vertikalen turbulenten Geschwindigkeitsskale und einer dimensionslosen Formfunktion:

$$K_z = h w^+(\zeta) G(\sigma) . \quad (2.48)$$

Die Geschwindigkeitsskale w^+ bestimmt sich abschnittsweise:

$$w^+(\zeta) = \begin{cases} \frac{\kappa u^*}{1+5\zeta} & \text{falls } \zeta \geq 0 \text{ (stabiler Fall)} \\ \kappa u^* \sqrt[4]{1+16\zeta} & \text{falls } \zeta_1 \leq \zeta < 0 \\ \kappa u^* \sqrt[3]{a+c\zeta} & \text{falls } \zeta < \zeta_1 \end{cases} .$$

Hierbei gelten verschiedene empirische Parameter für Impuls- und Tracertransport:

Parameter	Wert für Impulstransport	Wert für Tracertransport
ζ_1	-0.2	-1.0
a	1.257	-28.86
c	8.380	98.96

Die Formfunktion G ist ein Polynom dritten Grades von σ . Für sie gelten folgende Randbedingungen:

$$G(\sigma = 0) = 0, \quad (2.49)$$

$$G(\sigma = 1) = 0, \quad (2.50)$$

$$\frac{\partial}{\partial \sigma} G(\sigma = 1) = 0. \quad (2.51)$$

Folglich hat sie nur einen einzigen Freiheitsgrad und die Form

$$G(\sigma) = G_0 \sigma (1 - \sigma)^2. \quad (2.52)$$

Der Parameter G_0 wird auf

$$G_0 = 1 \quad (2.53)$$

gesetzt.

Damit ist die turbulente Diffusivität K_z bestimmt.

Der Term γ_a existiert nur für die Größen Salzgehalt ($a = s$) und potentielle Temperatur ($a = \theta$) und verschwindet sonst, insbesondere für den Impuls. Er bestimmt sich zu

$$\gamma_s(\sigma) = C_s \frac{\overline{ws_0}}{w^+(\sigma)h}, \quad (2.54)$$

$$\gamma_\theta(\sigma) = C_s \frac{\overline{w\theta_0}}{w^+(\sigma)h}. \quad (2.55)$$

Hierbei ist der Koeffizient C_s definiert als

$$C_s = C^* \kappa \sqrt[3]{c_s \kappa \epsilon} \quad (2.56)$$

mit $C^* = 10$ und $c_s = 98.96$. Die turbulenten Salz- und Temperaturflüsse an der Oberfläche ergeben sich zu

$$\overline{ws_0} = F_t \mathbf{s} / \rho_f + F_s (\mathbf{s} - s_{ice}) / \rho_{s_{ice}}, \quad (2.57)$$

$$\overline{w\theta_0} = -Q_t / \rho(\sigma = 0) C_p. \quad (2.58)$$

Hierbei beschreiben F_t den Netto-Frischwasserfluss (Niederschlag minus Verdunstung), F_s den Nettoeintrag durch schmelzendes Meereis der Salinität s_{ice} , ρ_f und $\rho_{s_{ice}}$ die Dichte von Frischwasser und von Wasser der Salinität s_{ice} an der Oberfläche, Q_t den Netto-Wärmefluss (sensibel, latent und durch Strahlung) und C_p die spezifische Wärmekapazität des Oberflächenwassers.

Somit sind die Terme $\overline{w'u'}$, $\overline{w'v'}$, $\overline{w'\theta'}$ und $\overline{w's'}$ aus den Gleichungen 2.33-2.36 bestimmt.

2.3.2 Horizontale Turbulenzparametrisierung

Nachdem im vorigen Abschnitt die vertikalen turbulenten Austauschkoeffizienten diskutiert wurden, soll es in diesem Abschnitt um die horizontalen gehen. Sowohl für die Temperatur als auch für die Tracer Salzgehalt und Temperatur (und ebenso alle biologischen Zustandsvariablen) werden diese nach einem Smagorinsky-Schema bestimmt, *Smagorinsky* (1963). Betrachten wir zunächst den horizontalen Effekt der Turbulenz auf die Tracer, hier exemplarisch am Salzgehalt diskutiert: Die Terme K_x und K_y aus den Gleichungen (2.38) und (2.39) werden hierbei gleich einem Wert A_h gesetzt.

Dieser horizontale Austauschkoeffizient ist nicht konstant, sondern soll dort groß sein, wo im Modell viel turbulente kinetische Energie existiert. Turbulente kinetische Energie entsteht durch ein nichtlineares Anwachsen kleinskaliger Strukturen aus der kinetischen Energie der mittleren Strömung, insbesondere bei Scherung. Also setzen wir A_h proportional zur Deformationsrate D , die sich wie folgt bestimmt:

$$D = \sqrt{D_T^2 + D_S^2} \text{ mit} \quad (2.59)$$

$$D_T = \frac{\partial}{\partial x}u - \frac{\partial}{\partial y}v, \quad (2.60)$$

$$D_S = \frac{\partial}{\partial y}u + \frac{\partial}{\partial x}v. \quad (2.61)$$

(Aufgrund der Verwendung eines nicht-kartesischen Koordinatensystems treten noch Korrekturterme auf, hierfür sei auf *Pacanowski and Griffies* (1998) verwiesen.)

Eine Dissipationsrate wie A_h hat die Einheit $\text{m}^2 \text{s}^{-1}$. Um sie festzulegen, benötigt man eine Längenskale und eine Zeitskale, *Griffies and Hallberg* (2000). Die Längenskale bestimmt die Größe der Strukturen, die dissipiert werden, und die Zeitskale gibt an, wie schnell das geschehen soll.

Da die Deformationsrate die Einheit 1s^{-1} hat, bestimmt sie somit eine Zeitskale der Dissipation. Als Längenskale wird der Gitterabstand im Modell gewählt, denn er

stellt ja die Grenze zwischen aufgelöster Strömung und (nichtaufgelöster) turbulenter Strömung dar. Wir setzen

$$A_h = \left(\frac{C}{\pi}\right)^2 \min(\Delta x, \Delta y)^2 D. \quad (2.62)$$

Der dimensionslose Parameter C wird letztlich als Tuning-Parameter eingesetzt, um die Stärke der Dissipation im Modell zu kontrollieren. Nach *Smagorinsky* (1963) soll für isotrope dreidimensionale Turbulenz $C = \kappa = 0.4$ gelten. In unserem Fall wird $C = 2$ gesetzt. Eine Prandtl-Zahl von 10 verstärkt nochmals die Viskosität um diesen Faktor. Gerade die Viskosität ist also recht hoch gesetzt, um die Stabilität des Modells trotz der mit hoher Geschwindigkeit durchströmten schmalen Sunde zu gewährleisten. Zudem wird eine Hintergrunddiffusivität von $0.02 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ und eine Hintergrundviskosität von $0.2 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ verwendet, was sehr kleine Werte darstellt.

2.4 Offene Grenze zur Nordsee

Da die Ostsee eine offene Grenze zur Nordsee hin aufweist, ist es nötig, den Ein- bzw. Ausstrom an dieser Grenze zu gewährleisten. Zu diesem Zweck werden im Skagerrak offene Randbedingungen nach *Stevens* (1990) gesetzt.

Es gibt zwei Arten von offenen Rändern, aktive und passive. Bei passiven Rändern erhalten die Zustandsvariablen des Modells, wie der Salzgehalt s und die Oberflächenauslenkung η , nur bei Ausstrom neue Werte und bleiben bei Einstrom konstant. Bei aktiven Rändern werden die Werte bei Einstrom auf neue, vorgegebene Werte gesetzt und tragen so Information in das Modell ein.

Bei der westlichen Grenze des Modellgebiets im Skagerrak handelt es sich um einen aktiven Rand. Dafür gibt es barotrope und barokline Randbedingungen.

Die barotrope Randbedingung besagt, dass die Oberflächenauslenkung η auf der gesamten Grenze gegen den Pegelstand in Kungsvik relaxiert wird. Der somit am Rand vorgegebene Pegelstand bewirkt durch seine Oszillation eine Erzeugung von Wellen, die in die Ostsee einlaufen. Um andererseits zu gewährleisten, dass Wellen auch aus der Ostsee auslaufen können, wird eine Analyse ihrer Phasengeschwindigkeit vorgenommen. Laufen die Wellen aus dem Modellgebiet heraus, wird die Oberflächenauslenkung η nur schwach, mit einer Zeitskala von 10.3 h, gegen den bekannten Pegelstand relaxiert. Laufen sie hingegen ein, so nimmt η mit einer Zeitskala von 1.7 h den vorgegebenen Wert an.

Die barokline Randbedingung besagt, dass die im Wasser vorhandenen Tracer an der offenen Grenze gegen einen vorgegebenen Wert relaxieren. Die Werte für Temperatur und Salzgehalt sind hierbei einer Klimatologie für Nord- und Ostsee entnommen,

Janssen et al. (1999). Die Relaxationszeit beträgt 5.5 h im Falle einlaufender Wellen und 11.5 d im Falle auslaufender Wellen. Die Konzentrationen, gegen die die biologischen Zustandsvariablen bei Einstrom relaxiert werden, entstammen einem früheren Modelllauf und stellen ein klimatologisches Mittel dar.

2.5 Meteorologische Antriebsdaten

2.5.1 Antriebsdaten

Als meteorologische Antriebsdaten werden für unser Modell die RCA-ERA40 Daten verwendet, *Samuelsson et al.* (2011). Dabei handelt es sich um Ergebnisse eines regionalen Atmosphärenmodells für den europäischen Raum, das vom schwedischen Rossby Centre betrieben wird. Es wird an den offenen Grenzen mit den Reanalyse-daten des ERA-40 Projektes angetrieben. Diese stammen aus einem spektralen globalen Atmosphärenmodell, das für den Zeitraum von 1957 bis 2002 betrieben wurde und durch die Assimilation von Messdaten das reale Wettergeschehen näherungsweise abbilden, *Uppala et al.* (2005). Das Globalmodell ist ein spektrales Modell, das bedeutet, die Modellvariablen sind nicht Gitterpunkten, sondern Kugelflächenfunktionen zugeordnet. Das ERA40-Modell enthält 159 spektrale Moden.

Die RCA-ERA40 Daten, die wir für unser Modell verwenden, umfassen:

- Lufttemperatur T_L in 2 m Höhe [°C]
- relative Luftfeuchtigkeit h_r in 10 m Höhe [%]
- Wolkenbedeckung c [%]
- Luftdruck p_a am Boden [hPa]
- Niederschlag q_w^R [mm d⁻¹]
- Wind u_w, v_w in 10 m Höhe [m s⁻¹]

Die Daten haben eine räumliche Auflösung von etwa 25 km. Die zeitliche Auflösung beträgt 3 Stunden.

2.5.2 Einkopplung der Antriebsdaten ins Modell

Das Modellsystem MOM kann gekoppelt an ein Atmosphärenmodell betrieben werden. In diesem Fall ergeben sich Oberflächenflüsse zwischen den Modellen. Dies ist in unserer Modellkonfiguration nicht der Fall, sondern es werden wie oben beschrieben vorgegebene Antriebsdaten genutzt. Aus den Antriebsdaten werden Oberflächenflüsse von Frischwasser, Wärme, Impuls und gegebenenfalls Tracern für das biogeochemische Modell berechnet.

Frishwasserfluss

Der Frishwasserfluss setzt sich aus dem Niederschlag einerseits und der Kondensation von Luftfeuchtigkeit oder Verdunstung andererseits zusammen. Es gilt

$$Q_w = Q_w^R + Q_w^V. \quad (2.63)$$

Die in dieser Gleichung auftauchenden Größen haben die Einheit $\text{kg m}^{-2} \text{d}^{-1}$. Dividiert man durch die Dichte des Frishwassers, ρ_f , so ergeben sich Geschwindigkeiten:

$$q_w = q_w^R + q_w^V. \quad (2.64)$$

Der Niederschlag ist in Form einer Geschwindigkeit aus den Antriebsdaten bekannt. Die Verdunstung oder Kondensation muss noch bestimmt werden. Sie wird parametrisiert durch

$$q_w^V = \frac{\rho_a}{\rho_f} C_w |\vec{v}_w| (h_a - h_s). \quad (2.65)$$

Die Gleichung beschreibt, dass die Verdunstung bestrebt ist, die absolute Feuchte h_a der Luft der Sättigungsfeuchte h_s anzugleichen. Dies erfolgt um so schneller, je größer die Windgeschwindigkeit $|\vec{v}_w|$ ist, der Faktor C_w ist dabei ein Koeffizient, der die Turbulenz in der Luft beschreibt.

Die absolute Feuchte und die Sättigungsfeuchte werden nach thermodynamischen Beziehungen aus der Lufttemperatur und der relativen Feuchte gewonnen.

In jedem atmosphärischen Zeitschritt (in unserem Modell 45 min) wird das Frishwasser in die Oberflächenschicht eingetragen. Es erhöht den Meeresspiegel und senkt die Salinität der Deckschicht. Übersteigt die Verdunstung den Niederschlag, so sinkt der Meeresspiegel und der Salzgehalt der Deckschicht steigt.

2.5.3 Wärmefluss

Der gesamte Wärmefluss an der Meeresoberfläche besitzt vier Anteile: Der kurzwellige Wärmefluss Q_s stammt aus der Sonnenstrahlung. Der langwellige Wärmefluss Q_l ergibt sich als Differenz zwischen der langwelligen Abstrahlung des Meeres und der Luft. Der sensible Wärmefluss Q_{sens} wird durch die Temperaturdifferenz zwischen Atmosphäre und Wasser bestimmt. Der latente Wärmefluss Q_{lat} ergibt sich durch Verdunstung und Kondensation. Insgesamt ergibt sich der Wärmefluss als

$$Q_t = Q_s + Q_l + Q_{sens} + Q_{lat} \quad (2.66)$$

Hierbei sind alle Wärmeflüsse als positiv definiert, falls sie ins Meer hineingerichtet sind.

Es wird zunächst der abwärts gerichtete Fluss kurzwelliger Strahlung berechnet. Zunächst wird die Solarkonstante mit dem aus den Antriebsdaten bekannten Bewölkungsgrad geschwächt, um die tatsächliche Einstrahlung zu erhalten. Die abwärts gerichtete Komponente der kurzwelligen Strahlung ergibt sich dann durch Multiplikation mit dem Sinus des Horizontwinkels der Sonne. Der Horizontwinkel ergibt sich aus dem Kalender und der jeweils lokalen Uhrzeit.

Dann wird der Anteil der kurzwelligen Strahlung berechnet, der in die Wassersäule eindringt. Dies geschieht nach einem speziellen Verfahren, das die Reflektion der Sonnenstrahlung bei flachem Einfallswinkel nach der Fresnel-Formel berücksichtigt, da im nördlichen Teil der Ostsee der Horizontwinkel der Sonne stets gering ist.

Das Ergebnis der Berechnungen ist der kurzwellige Wärmefluss, Q_s . Dieser wird nicht nur in die oberflächenschicht, sondern in mehrere Schichten eingetragen. Wir nehmen an, dass die vertikale Einstrahlung in der Tiefe abnimmt:

$$Q_s(z) = Q_s(z=0) \cdot (0.58e^{z/l_1} + 0.42e^{z/l_2}) . \quad (2.67)$$

Wir setzen $l_1=35$ cm und $l_2=23$ m. Das bedeutet, dass 58% des Lichtes etwa innerhalb der obersten 35 cm absorbiert werden, während 42% bis in eine Tiefe von etwa 23 m eindringen können und erst dort exponentiell gedämpft werden. Der Wärmeeintrag pro Modellschicht ergibt sich aus der Konvergenz des Wärmeflusses.

Der Wärmefluss durch langwellige Strahlung, Q_l , berechnet sich wie folgt:

$$Q_l = 0.95 \left(\sigma T_a^4 (1 - t_a) - \sigma \theta^4 \right) . \quad (2.68)$$

Dies stellt eine Strahlungsbilanz zwischen dem Wasser mit der Temperatur θ (gemessen hier in K) und der Luft mit der Temperatur T_a dar. Der Faktor 0.95 berücksichtigt, dass ein Teil der Wärmestrahlung an der Wasseroberfläche reflektiert wird,

dies wirkt sich sowohl auf die aus der Atmosphäre kommende als auch auf die vom Wasser emittierte Strahlung aus. Der Ausdruck t_a bezeichnet die Transparenz der Atmosphäre (zwischen 0=undurchsichtig und 1=durchsichtig) und wird aus ihrem Dampfdruck und der Bewölkung parametrisiert:

$$t_a = (1 - 0.8c)(0.39 - 0.05\sqrt{p_v/1 \text{ hPa}}), \quad (2.69)$$

hierbei stellt c den Bewölkungsgrad dar (aus den Antriebsdaten) und p_v den Dampfdruck in der Atmosphäre, der sich nach thermodynamischen Zusammenhängen aus der Temperatur, dem Luftdruck und der relativen Feuchte ergibt. σ ist die Stefan-Boltzmann-Konstante.

Der sensible Wärmefluss Q_{sens} wird aus der Differenz zwischen Luft- und Wassertemperatur und der Windgeschwindigkeit ermittelt. Die Wärmeleitfähigkeit der Luft hängt dabei ebenfalls von der relativen Feuchte ab.

Der latente Wärmefluss Q_{lat} schließlich ist durch den Niederschlag und die in Abschnitt 2.5.2 beschriebene Verdunstung oder Kondensation bestimmt. Der Wärmeeintrag des Niederschlags ist dabei durch die Lufttemperatur bestimmt. Zu beachten wäre hierbei, dass Niederschlag, der als Schnee fällt, dem Wasser zusätzlich Schmelzwärme entzieht. Dies wird allerdings vernachlässigt, sofern der Schnee ins Wasser fällt; im Eismodell ist dieser Effekt berücksichtigt.

Zu jedem atmosphärischen Zeitschritt wird die durch Q_l , Q_{sens} und Q_{lat} eingetragene Wärme durch eine Temperaturänderung der Oberflächenschicht ins Modell eingekoppelt. Der Eintrag von Q_s wird, wie oben beschrieben, auf mehrere Modellschichten verteilt.

2.5.4 Impulsfluss

Der durch den Wind eingetragene Impuls wird durch eine recht einfache Parametrisierung nach *Smith and Banke* (1975) aus dem Wind in 10 m Höhe bestimmt:

$$\vec{\tau} = \rho_{Luft} C_{drag} \vec{v}_w |\vec{v}_w| \text{ mit} \quad (2.70)$$

$$C_{drag} = 0.63 + 0.66 |\vec{v}_w| / 1 \text{ m s}^{-1}, \quad (2.71)$$

$$\rho_{Luft} = 0.0122 \text{ kg m}^{-3} \quad (2.72)$$

Die von der Spannung τ ausgeübte Kraft stellt einen Impulsfluss durch die Oberfläche dar, der die Strömung in der Deckschicht beschleunigt.

2.6 Flusseinträge

Nicht nur der Niederschlag liefert Süßwasser in die Ostsee, sondern auch die Flüsse, die in sie münden. Daher existieren in unserem Modell 20 Flüsse, die nicht nur Frischwasser sondern, was für das Ökosystemmodell sehr wichtig ist, auch Nährstoffe in die Ostsee liefern. Ein jeder derartiger Fluss ist im Modell auf drei wesentliche Eigenschaften reduziert:

- Eine Zeitreihe seines Frischwassereintrags
- Zeitreihen für die Konzentration der enthaltenen Tracer, insbesondere der Nährstoffe
- Ein “Mündungsgebiet”, das eine oder mehrere Gitterzellen umfasst.

Wie das gesamte Modell stammen auch die Flussdaten aus dem IKZMODER-Projekt, *Neumann* (2007).

Das Mündungsgebiet der Flüsse ist natürlich bekannt, sie werden von Hand auf die entsprechenden Gitterzellen im Modell definiert.

Zeitreihen für den Frischwassereintrag sind aus der Baltic Environmental Database des Baltic Nest Institute (*BNI*, 2006) entnommen.

Um die Nährstoffkonzentrationen in den Flüssen zu erhalten, wurden Daten aus drei Quellen kombiniert: Zunächst enthält die Baltic Environmental Database auch die Konzentrationen von Ammonium, Nitrat, Phosphat, TN und TP pro Fluss. Diese sind in monatlicher Auflösung verfügbar, allerdings nur bis 1993. Darüber hinaus wurden sie mit offiziellen Eintragsdaten der HELCOM ergänzt, die jedoch einerseits nur Jahresmittelwerte sind und andererseits nur länderspezifisch, aber nicht flussspezifisch sind. Zwei Quellen sind hier zu zitieren, zum einen *HELCOM* (2003), zum anderen *Lääne et al.* (2002).

Flusseinträge werden im Modell wie Niederschläge behandelt. Sie gelangen nur in die oberste Modellschicht, wo sie eine Zufuhr an Frischwasser und Nährstoffen bewirken sowie Wärme eintragen. Der Impuls des einströmenden Wassers wird vernachlässigt.

2.7 Wellenmodell

2.7.1 Beschreibung des Wellenmodells

Die Verwendung eines Wellenmodells ist nötig, um die Schubspannung am Boden zu bestimmen, die zu einer Resuspension des abgelagerten Sediments führt. Zu diesem Zweck ist ein recht einfaches Wellenmodell an das Strömungsmodell gekoppelt, das in *Liu et al.* (1984) beschrieben wird, die hier dargestellte Beschreibung ist an diesen Artikel angelehnt.

Herzstück dieses Wellenmodells ist das Lösen der Impulsgleichung für die Wellen. Aus dem Windfeld wird Impuls in die Wellen eingekoppelt. Die Gleichung für den Wellenimpuls (in $\text{kg m}^{-1} \text{s}^{-1}$) lautet

$$\frac{\partial}{\partial t} \vec{M} + \vec{v}_g \cdot \nabla \vec{M} = \vec{\tau}_w, \quad (2.73)$$

wobei $\vec{M} = (M_x, M_y)^T$ den Wellenimpuls darstellt, der eine prognostische Größe des Wellenmodells ist. Die Größe \vec{v}_g beschreibt die Gruppengeschwindigkeit der Welle, der Vektor $\vec{\tau}_w$ ist der eingetragene Windschub.

In einem Wellenzeitschritt werden mehrmals nacheinander der Beitrag durch $\vec{\tau}_w$ und der Beitrag durch die Wellenpropagation im Euler-Vorwärts-Verfahren zum Wellenimpuls \vec{M} hinzuaddiert.

Zunächst wird $\vec{\tau}_w$ bestimmt. Dafür parametrisieren wir zunächst die Peak-Frequenz der Welle aus dem parallel zum Wellenimpuls gerichteten Wind. (Wir nehmen an, dass das Wellenfeld eine Überlagerung von Wellen mit verschiedener Frequenz darstellt, die Frequenz f_p ist jedoch diejenige mit der größten Amplitude.)

$$f_p = 0.01788735 \text{ s}^{-1} \left(\frac{\max(0, v_{w||}/1 \text{ m s}^{-1})^2}{|\vec{M}/1 \text{ kg m}^{-1} \text{ s}^{-1}|^3} \right)^{\frac{1}{7}} \quad \text{mit} \quad (2.74)$$

$$v_{w||} = \frac{\vec{v}_w \cdot \vec{M}}{|\vec{M}|}. \quad (2.75)$$

Der Vektor \vec{v}_w beschreibt hierbei den Wind in 10 m Höhe, er kommt aus den atmosphärischen Antriebsdaten. Ist $f_p < 0.760545 \text{ m}/v_{w||}$, so wird f_p ersatzweise windunabhängig zu

$$f_p = (14343.09 \text{ m s}^4 \text{ kg}^{-1} |\vec{M}|)^{-\frac{1}{3}} \quad (2.76)$$

bestimmt. Aus der Peak-Frequenz wird eine Wellenamplitude bestimmt nach

$$\sigma^2 = 6.23 \cdot 10^{-6} \left(\frac{f_p |\vec{v}_w|}{g} \right)^{-\frac{10}{3}} \frac{|\vec{v}_w|^4}{g^2}, \quad (2.77)$$

wobei 4σ die signifikante Wellenhöhe (in m) darstellt. Die Tiefwasser-Phasengeschwindigkeit C_p bestimmt sich als

$$C_p = \frac{g}{2\pi f_p} . \quad (2.78)$$

Mithilfe dieser Größen lässt sich nun der Impulseintrag durch Wind parametrisieren:

$$\tau_w = 0.028\rho_{Luft}D_f(|\vec{v}_w| - 0.83C_p)(\vec{v}_w - 0.83C_p\frac{\vec{M}}{|\vec{M}|}) , \quad (2.79)$$

mit der Luftdichte $\rho_{Luft} = 1 \text{ kg m}^{-3}$ und dem Drag-Koeffizienten

$$D_f = \left(\frac{0.4}{\ln(50 \text{ m}/C_p)} \right)^2 . \quad (2.80)$$

Die Propagation des Impulses wird numerisch so diskretisiert, dass der aus einer Gitterzelle heraus in die nächste exportierte Impuls lokal aus dem Term $\vec{v}_g\vec{M}^T$ bestimmt wird. Es gilt nach *Schwab et al.* (1984):

$$u_g M_x = |\vec{M}|C_p(\cos^2 \phi_M/4 + 1/8) , \quad (2.81)$$

$$u_g M_y = |\vec{M}|C_p(\cos \phi_M \sin \phi_m/4) , \quad (2.82)$$

$$v_g M_x = |\vec{M}|C_p(\cos \phi_M \sin \phi_m/4) , \quad (2.83)$$

$$v_g M_y = |\vec{M}|C_p(\sin^2 \phi_M/4 + 1/8) . \quad (2.84)$$

2.7.2 Resuspension von Sediment

Oberflächenwellen sind eine entscheidende Quelle für Scherung in der bodennahen Grenzschicht. Durch Wellen bewegtes Wasser weist nicht nur in der Vertikalen, sondern auch in der Horizontalen periodisch auftretende Geschwindigkeiten auf, die meist deutlich oberhalb der mittleren Strömungsgeschwindigkeit liegen. Diese nehmen zwar näherungsweise exponentiell mit der Tiefe ab, aber bis in eine Tiefe von ca. 40 m können sie in der Ostsee dazu beitragen, die kritische Schubspannung an der Sedimentoberfläche zu überwinden und so sedimentierte Partikel (die auch Nährstoffe enthalten, deren Schicksal wir untersuchen) wieder in die Wassersäule einzutragen. Als kritische Schubspannung wird im Modell der Wert von 0.016 N m^{-2} verwendet, was ein sehr kleiner Wert ist, es kann also nur die "Fluffy Layer", eine aus Detritus bestehende Schicht mit geringer Dichte, erodiert werden. Allerdings macht der Transport dieser Fluffy Layer einen erheblichen Beitrag zum Nährstofftransport aus, da sie viel organisches Material enthält.

Die Bestimmung der Schubspannung am Boden erfolgt vergleichsweise einfach. Die Interaktion zwischen Wellen und Strömung, wie in *Grant and Madsen* (1979) beschrieben, wird vernachlässigt. Stattdessen werden eine Schubspannung durch Wellen und eine durch Strömung berechnet und diese addiert.

Es wird angenommen, dass sich in der gesamten bodennahen Grenzschicht ein logarithmisches Geschwindigkeitsprofil einstellt:

$$u(z) = \frac{u_*}{\kappa} \ln(z + H/z_0) . \quad (2.85)$$

Es ist durch zwei Parameter bestimmt, die Reibungsgeschwindigkeit u_* und die Rauigkeitslänge z_0 , κ bezeichnet die Von-Karman-Konstante, $\kappa = 0.4$, und H ist die Wassertiefe. Die Rauigkeitslänge z_0 wird durch die Rauigkeit des Bodens bestimmt und beeinflusst die vertikale Form der Grenzschicht, die Reibungsgeschwindigkeit u_* hingegen bestimmt nur den Betrag der Geschwindigkeit. Also ist die vertikale Form der Bodenreibungsschicht von der Strömungsgeschwindigkeit unabhängig.

In einer Referenzhöhe z_r über dem Meeresboden nehmen wir an, dass die Grenzschicht endet und die Geschwindigkeit durch

$$u_c = u(-H + z_r) = \frac{u_*}{\kappa} \ln(z_r/z_0) \quad (2.86)$$

gegeben ist.

Die Scherspannung muss innerhalb der bodennahen Grenzschicht konstant sein, da die Strömung ja stationär ist und ansonsten Beschleunigungen auftreten würden. Die in Gleichung (2.85) auftauchende Von-Karman-Konstante ist gerade so definiert, dass sich

$$\tau = \rho u_*^2 \quad (2.87)$$

ergibt, wobei ρ die Meerwasserdichte darstellt.

Als Referenztiefe für die Strömungsgeschwindigkeit u_c wählen wir die Mitte der untersten Gitterzelle. Aus der Geschwindigkeit wird nun die Schubspannung τ bestimmt. Dazu nehmen wir eine für schlickigen Sand typische Rauigkeitslänge von $z_0 = 0.067$ cm an. Außerdem nehmen wir (unabhängig von der Dicke der untersten Gitterzelle) an, dass die Referenzhöhe, in der die Strömung u_c frei vom Effekt der Bodenreibung ist, $z_r = 1$ m beträgt. Mithilfe dieser Angaben lässt sich nach Gleichung (2.86) der Wert von u_* bestimmen als

$$u_* = \frac{\kappa u_c}{\ln(z_r/z_0)} . \quad (2.88)$$

Schließlich ergibt sich τ nach Gleichung (2.87).

Dann soll die von der Welle verursachte Schubspannung, τ_w , bestimmt werden. Dafür bestimmen wir zunächst ihre Winkelgeschwindigkeit $\omega = 2\pi f_p$ und daraus wiederum eine dimensionslose Größe ω_h nach

$$\omega_h = \omega^2 \frac{H}{g}, \quad (2.89)$$

wobei H die Wassertiefe und g die Erdbeschleunigung bezeichnet. Dann wird die Wellenzahl der Welle mit dem größten Impuls bestimmt als (*Liu et al.*, 1984)

$$k_p = \frac{1}{H} \sqrt{\omega_h^2 + \frac{\omega_h}{1 + 0.666\omega_h + 0.445\omega_h^2 - 0.105\omega_h^3 + 0.272\omega_h^4}}. \quad (2.90)$$

Vom Wert von ω_h hängt nun die Bestimmung der Oberflächenamplitude η ab, die aus dem Wellenimpuls parametrisiert wird:

$$\eta = \begin{cases} 1 \text{ m} \cdot \sqrt{8 \text{ s}^3 \text{ kg}^{-1} g |\vec{M}| / \omega} & \text{falls } \omega_h \leq 1 \\ 1 \text{ m} \cdot \sqrt{4 \text{ s}^3 \text{ kg}^{-1} g |\vec{M}| \omega_h / \omega} & \text{falls } 1 < \omega_h \leq 4 \\ 1 \text{ m} \cdot \sqrt{8 \text{ s}^3 \text{ kg}^{-1} g |\vec{M}| (1 - 0.5(2 - \sqrt{\omega_h})^2) / \omega} & \text{falls } 4 < \omega_h \end{cases}$$

Aus der Wellenhöhe wird eine horizontale Geschwindigkeitsamplitude an der Oberfläche bestimmt nach

$$v_{Welle,Oben} = \eta \omega / 2. \quad (2.91)$$

Nach Tiefwassertheorie nimmt nun die Amplitude der Geschwindigkeit in der Tiefe hin ab:

$$v_{Welle} = v_{Welle,Oben} \sinh(Hk_p). \quad (2.92)$$

Nachdem wir also die Geschwindigkeit der Welle am Boden kennen, müssen wir daraus, ähnlich wie für die Strömungsgeschwindigkeit, eine Schubspannung τ_w bestimmen.

Der Artikel von *Grant and Madsen* (1979) enthält eine Parametrisierung für u_{*cw} , die aus v_{Welle} , der Strömungsgeschwindigkeit u und dem Winkel ϕ zwischen Strömung und Wellen berechnet wird. Wir vernachlässigen die Strömung und wenden die Parametrisierung nur für den Wellenanteil an. Es ergibt sich eine Wellen-Reibungsgeschwindigkeit zu

$$u_{*w} = \sqrt{\frac{1}{2} f_{cw} \cdot v_{Welle}}. \quad (2.93)$$

Der Term f_{cw} ist der dimensionslose Bodenreibungskoeffizient, er beschreibt den Effekt der Turbulenzerzeugung durch Wellenbewegung. Wir verwenden eine empirische Parametrisierung nach *Nielsen* (1992), bei der f_{cw} nur vom Verhältnis zwischen

der horizontalen Auslenkung durch die Wellenbewegung, v_{Welle}/ω , und der physikalischen Rauhgigkeitslänge z_0 abhängt:

$$f_{cw} = \begin{cases} 0.3 & \text{für } \frac{v_{Welle}}{\omega z_0} < 47.1 \\ e^{5.5(30z_0\omega/v_{Welle})^{0.2}-6.3} & \text{für } \frac{v_{Welle}}{\omega z_0} \geq 47.1. \end{cases} \quad (2.94)$$

Die Schubspannung der Wellen ergibt sich dann analog zu der der Strömung als

$$\tau_w = \rho u_{*w}^2. \quad (2.95)$$

Die gesamte Schubspannung wird nun zu

$$\tau_g = \tau + \tau_w \quad (2.96)$$

bestimmt. Übersteigt diese die kritische Schubspannung von 0.016 N m^2 , so findet im Modell Erosion statt.

2.8 Eismodell

2.8.1 Struktur des Eismodells

Als Eismodell wird ein Dreischichtmodell nach *Winton* (2000) verwendet. Die Beschreibung des Eismodells erfolgt hier größtenteils analog zu *Winton* (2000), ist allerdings um Details erweitert, mit denen die Kopplung des Eismodells an das oben beschriebene Strömungsmodell gewährleistet wird.

Das Meereis wird von den zwei unteren Schichten repräsentiert, die darüberliegende Schicht stellt Schnee dar.

Die Eisbedeckung innerhalb einer Modellzelle wird prinzipiell als zusammenhängend aufgefasst, es gibt im Modell kein Treibeis.

Eisbedeckung hat im Modell verschiedene lokale Auswirkungen: Zunächst verhindert das Eis einen Impulseintrag durch Wind, Eisdrift wird im Modell nicht berücksichtigt. Zweitens finden Niederschlag und Verdunstung in eisbedeckten Modellzellen nicht wie in Abschnitt 2.5 beschrieben an der Wasseroberfläche, sondern an der Eisoberfläche statt. Drittens addiert sich der Druck durch das Gewicht der Eismasse zum Luftdruck an der Oberfläche. Viertens wird die Amplitude der (windgetriebenen) Oberflächenwellen um 90% reduziert. Außerdem wird das Eindringen von Licht in den Ozean verhindert (Eis hat eine größere Albedo) und die Wärmeflüsse zwischen Meer und Ozean werden modifiziert, da sie nun zwischen Eis und Atmosphäre stattfinden.

Keine Auswirkungen hat die Eisbedeckung jedoch auf Oberflächen-Tracerflüsse, d.h. atmosphärische Deposition von z.B. Nitrat findet unabhängig von der Eisbedeckung statt. In der Realität werden die eingetragenen Substanzen zunächst auf dem Eis deponiert und gelangen erst bei seiner Schmelze in die Wassersäule. Dies im Modell abzubilden, würde jedoch zusätzliche Zustandsvariablen erfordern, die den jeweiligen Tracer-Gehalt von Schnee und Eis speichern. Ebenso nicht berücksichtigt ist die Verhinderung der Sauerstoffaustauschs zwischen Wassersäule und Atmosphäre durch eine Eisschicht.

Das Eismodell selbst besitzt fünf prognostische Zustandsvariablen. Dies sind die Dicke der Eisschicht h_{Eis} , die Dicke der darauf liegenden Schneeschicht h_{Schnee} , sowie die Temperatur an der Grenzfläche Schnee-Luft bzw. Eis-Luft und die Durchschnittstemperatur der oberen und unteren Hälfte der Eisschicht, T_1 und T_2 .

Die Thermodynamik des Eises wird durch folgende Konstanten bestimmt (siehe *Winton* (2000), Tabelle 1):

Symbol	Beschreibung	Wert
ρ_{Eis}	Dichte des Meereises	905 kg m^{-3}
ρ_{Schnee}	Dichte der Schneeschicht	330 kg m^{-3}
C	Wärmekapazität des Eises	$2100 \text{ J kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$
L	Schmelzwärme	$3.34 \cdot 10^5 \text{ J kg}^{-1}$
K_{Eis}	Wärmeleitfähigkeit des Meereises	$2.03 \text{ W m}^{-1} \text{ K}^{-1}$
K_{Schnee}	Wärmeleitfähigkeit der Schneeschicht	$0.31 \text{ W m}^{-1} \text{ K}^{-1}$
μ	Salzgehaltskoeffizient der Schmelztemperatur	0.054 K psu^{-1}
S	Salzgehalt des Meereises	1 psu

Das Meereis im Modell hat einen festen Salzgehalt von 1 psu. Da das Salz jedoch nicht in die Kristallstruktur des Eises eingebaut wird, muss das Meereis also als ein Zwei-Phasen-System betrachtet werden. Der in der festen Phase befindliche Anteil des Meereises enthält kein Salz, wohl aber Einschlüsse von (flüssiger) Salzlake. Das Gleichgewicht zwischen flüssiger und fester Phase ergibt nun dadurch, dass der Gefrierpunkt der Lake immer weiter sinkt, je stärker ihr Salzgehalt durch Ausfrieren des Wassers steigt. Hierfür wird ein linearer Zusammenhang angenommen:

$$T_{Eis} = T_{Lake} = 0^\circ\text{C} - \mu S_{Lake} . \quad (2.97)$$

Für den Gesamtsalzgehalt gilt:

$$S = \frac{0 \cdot m_{Eis} + S_{Lake} \cdot m_{Lake}}{m_{Eis} + m_{Lake}} . \quad (2.98)$$

Somit ergibt sich der Massenanteil der Lake, abhängig von der Eistemperatur T_{Eis} , zu:

$$\frac{m_{Lake}}{m_{Eis} + m_{Lake}} = \frac{S}{S_{Lake}} = \frac{\mu S}{0^\circ\text{C} - T_{Eis}} . \quad (2.99)$$

Betrachten wir, wie sich die Masse der Lake mit der Temperatur ändert. Es gilt offensichtlich $m_{Eis} + m_{Lake} = \text{const}$, somit ergibt sich:

$$\frac{dm_{Lake}}{dT_{Eis}} = \frac{(m_{Eis} + m_{Lake})\mu S}{(0^\circ\text{C} - T_{Eis})^2}. \quad (2.100)$$

Ein Wärmefluss in das Meereis hinein bewirkt also sowohl eine Erhöhung von dessen Temperatur, als auch ein Aufschmelzen, das eine Vergrößerung der Lake-Einschlüsse bewirkt. Die dabei freigesetzte Schmelzwärme bewirkt, dass sich eine temperaturabhängige effektive Wärmekapazität ergibt:

$$\begin{aligned} C_{eff}(T_{Eis}) &= \frac{dQ}{dT_{Eis}} = C + \frac{L \frac{d}{dT_{Eis}} m_{Lake}}{m_{Eis} + m_{Lake}} \\ &= C + \frac{L\mu S}{(0^\circ\text{C} - T_{Eis})^2} \end{aligned} \quad (2.101)$$

Für die drei Schichten im Modell werden verschiedene Wärmekapazitäten verwendet: Die Wärmekapazität der Schneeschicht wird vernachlässigt. Für die obere Hälfte der Eisschicht wird die oben angegebene effektive Wärmekapazität angenommen. Für die untere Hälfte der Eisschicht wird die konstante Wärmekapazität C angenommen, da wir annehmen können dass sich die Temperatur in der Nähe der Gefrieretemperatur des Meerwassers, also deutlich unterhalb von 0°C , bewegt.

Es wird nun der Wärmefluss durch das Eis betrachtet. Vier Temperaturen sind dabei relevant:

- An der Grenzschicht Schnee-Luft (bzw., falls kein Schnee das Eis bedeckt, an der Grenzschicht Eis-Luft) beträgt die Temperatur T_S .
- In der Mitte der oberen Hälfte der Eisschicht beträgt die Temperatur T_1 .
- In der Mitte der unteren Hälfte der Eisschicht beträgt die Temperatur T_2 .
- An der Grenzfläche zwischen Eis und Meerwasser herrscht stets die Gefrieretemperatur des Meerwassers, die von dessen Oberflächensalzgehalt abhängt, $T_f = 0^\circ\text{C} - \mu s$.

Zwischen diesen 4 Orten, an denen so die Temperatur definiert ist, gibt es 3 Wärmeleitfähigkeiten:

$$\begin{aligned} \text{zwischen } T_S \text{ und } T_1: \quad K_{oben} &= \left(\frac{h_{Schnee}}{K_{Schnee}} + \frac{h_{Eis}/4}{K_{Eis}} \right)^{-1}, \\ \text{zwischen } T_1 \text{ und } T_2: \quad K_{mitte} &= \frac{K_{Eis}}{h_{Eis}/2}, \\ \text{zwischen } T_2 \text{ und } T_f: \quad K_{unten} &= \frac{K_{Eis}}{h_{Eis}/4}. \end{aligned}$$

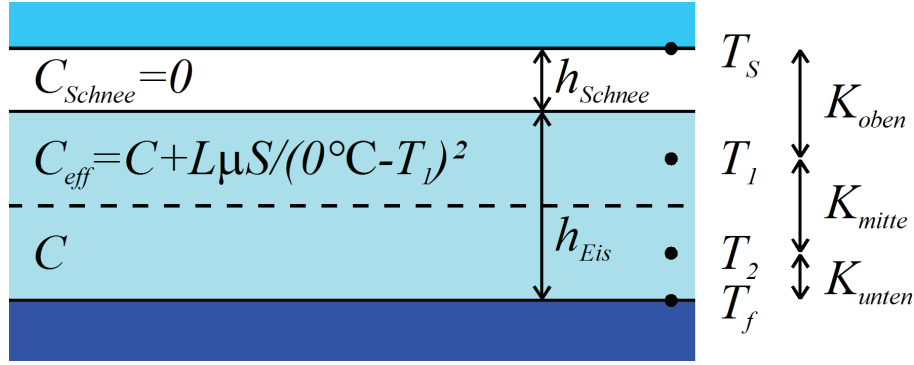


Abbildung 2.3: Schematische Übersicht über den Aufbau des Eismodells nach *Winton* (2000).

Eine schematische Übersicht über den Aufbau des Eismodells wird in Abbildung 2.3 gegeben.

2.8.2 Änderung der Eistemperatur

Betrachten wir nun die Temperaturen T_1 und T_2 als repräsentativ für die obere bzw. untere Hälfte der Eisschicht, so können wir die Wärmebilanz für diese aufstellen. Die Temperaturänderung ergibt sich dann durch eine Konvergenz bzw. Divergenz der vertikalen Wärmeströme:

$$C_{eff}\rho_{Eis}\frac{h_{Eis}}{2}\frac{d}{dt}T_1 = K_{oben}(T_S - T_1) + K_{mitte}(T_2 - T_1) + I_{rad}, \quad (2.102)$$

$$C\rho_{Eis}\frac{h_{Eis}}{2}\frac{d}{dt}T_2 = K_{mitte}(T_1 - T_2) + K_{unten}(T_f - T_2). \quad (2.103)$$

Dabei stellt I_{rad} einen durch die Sonneneinstrahlung verursachten Wärmestrom dar, von dem wir vereinfachend annehmen, dass er nur die obere Hälfte des Eises erwärmt.

Für die Temperatur T_S können wir eine analoge Gleichung aufstellen. Da die Wärmekapazität des Schnees aber vernachlässigt wird, stehen der Wärmetransport von unten und der Wärmetransport in die Atmosphäre im Gleichgewicht:

$$0 = K_{oben}(T_1 - T_S) - I_{Atm}(T_S). \quad (2.104)$$

Der Term I_{Atm} beschreibt dabei den aufwärts gerichteten Wärmefluss von der Grenzfläche in die Atmosphäre. Er bestimmt sich zu:

$$I_{Atm} = F_l + F_t - F_L - (1 - \alpha)F_\tau + \sigma T_S^4. \quad (2.105)$$

Die Terme auf der rechten Seite beschreiben Wärmeflüsse, und zwar ist F_l der latente Wärmefluss in die Atmosphäre, F_t der sensible Wärmefluss in die Atmosphäre, F_L die eingehende langwellige Strahlung, F_τ die eingehende kurzwellige Strahlung, α_s ist die Albedo an der Oberfläche, und σ die Stefan-Boltzmann Konstante. Latente und sensible Wärmeflüsse werden hierbei analog zum Fall ohne Eisbedeckung berechnet, siehe Abschnitt 2.5, nur dass die Oberflächentemperatur des Eises im letzten Zeitschritt anstelle der Meeresoberflächentemperatur verwendet wird. Die kurz- und langwellige Einstrahlung, F_τ und F_L , werden direkt aus den atmosphärischen Antriebsdaten entnommen. Der Albedo-Wert α hängt von der Dicke der Schneeschicht und von der Temperatur T_S im letzten Zeitschritt ab. Es wird zunächst angenommen, dass die Schneedecke nur teilweise das Eis bedeckt, der entsprechende Anteil bestimmt sich nach $f_{Schnee} = h_{Schnee}/(h_{Schnee} + 4 \text{ cm})$. Dann wird die Oberflächentemperatur mit der Schmelztemperatur des Eises, $0^\circ\text{C} - \mu S$, verglichen. Liegt sie unterhalb, so hat Schnee ein Albedo von $\alpha_{Schnee} = 0.85$ und Eis ein Albedo von $\alpha_{Eis} = 0.5826$. Liegt sie 5 K oder mehr oberhalb dieser Temperatur, so hat Schnee ein Albedo von $\alpha_{Schnee} = 0.7265$ und Eis ein Albedo von $\alpha_{Eis} = 0.5076$. Dazwischen wird das Albedo linear interpoliert. Das Albedo α ergibt sich schließlich als

$$\alpha = f_{Schnee}\alpha_{Schnee} + (1 - f_{Schnee})\alpha_{Eis} . \quad (2.106)$$

Offenbar ist der Wärmefluss I_{Atm} von der Temperatur T_S abhängig. Um die Bestimmung von T_S aus der impliziten Gleichung (2.104) zu gestatten, wird diese um $T_S = 0^\circ\text{C}$ herum linearisiert:

$$0 = K_{oben}(T_1 - T_S) - I_0 - I_1(T_S - 0^\circ\text{C}) . \quad (2.107)$$

Dies gestattet es, die Temperatur T_S durch T_1 auszudrücken:

$$T_S = \frac{K_{oben}T_1 - I_0}{K_{oben} + I_1} . \quad (2.108)$$

Offensichtlich gibt es keine prognostische Gleichung für T_S , sondern T_S bestimmt sich diagnostisch aus T_1 . Dass T_S dennoch eine prognostische Variable darstellt (im Gegensatz zu *Winton* (2000)) resultiert daraus, dass der Wert von T_S aus dem letzten Zeitschritt zur Bestimmung der Albedo benötigt wird.

Nun müssen die Gleichungen (2.102) und (2.103) zeitdiskretisiert werden. Stellen wir zunächst Gleichung (2.102) vollständig dar:

$$\left(C + \frac{L\mu S}{(0^\circ\text{C} - T_1)^2} \right) \rho_{Eis} \frac{h_{Eis}}{2} \frac{d}{dt} T_1 = K_{oben}(T_S - T_1) + K_{mitte}(T_2 - T_1) + I_{rad} . \quad (2.109)$$

Die Zeitdiskretisierung erfolgt nun auf etwas ungewöhnliche Weise. Zunächst wird das Zeitintegral über den Zeitschritt $\Delta t = t - \hat{t}$ ausgeführt. Mittels Integration durch Substitution lässt es sich auf der linken Seite in ein Integral über T_1 bzw.

T_2 umwandeln. Dabei mögen \hat{T}_1 bzw. \hat{T}_2 die Werte von T_1 bzw. T_2 zum vorherigen Zeitschritt bezeichnen.

$$\left(C(T_1 - \hat{T}_1) - \frac{L\mu S}{(0^\circ\text{C} - \hat{T}_1)} + \frac{L\mu S}{(0^\circ\text{C} - T_1)} \right) \rho_{Eis} \frac{h_{Eis}}{2} = \int_{\hat{t}}^t dt' K_{oben}(T_S - T_1) + K_{mitte}(T_2 - T_1) + I_{rad}, \quad (2.110)$$

$$C\rho_{Eis} \frac{h_{Eis}}{2}(T_2 - \hat{T}_2) = \int_{\hat{t}}^t dt' K_{mitte}(T_1 - T_2) + K_{unten}(T_f - T_2). \quad (2.111)$$

Die Integrale auf der rechten Seite werden nun nach der Rechteckregel durch das Produkt aus dem Integrationsweg Δt und dem Wert des Integranden zum Zeitpunkt t approximiert. Das Ergebnis entspricht für T_2 einer Euler-Rückwärts-Diskretisierung, für T_1 jedoch unterscheidet es sich davon durch das \hat{T}_1 im Nenner der linken Seite:

$$\left(C + \frac{L\mu S}{(0^\circ\text{C} - T_1)(0^\circ\text{C} - \hat{T}_1)} \right) \rho_{Eis} \frac{h_{Eis}}{2\Delta t}(T_1 - \hat{T}_1) = K_{oben}(T_S - T_1) + K_{mitte}(T_2 - T_1) + I_{rad}, \quad (2.112)$$

$$C\rho_{Eis} \frac{h_{Eis}}{2\Delta t}(T_2 - \hat{T}_2) = K_{mitte}(T_1 - T_2) + K_{unten}(T_f - T_2). \quad (2.113)$$

Nun stellen wir Gleichung (2.113) nach T_2 um, es ergibt sich die Gleichung eines gewichteten Mittels dreier Temperaturen:

$$T_2 = \frac{C\rho_{Eis} \frac{h_{Eis}}{2\Delta t} \hat{T}_2 + K_{mitte}T_1 + K_{unten}T_f}{C\rho_{Eis} \frac{h_{Eis}}{2\Delta t} + K_{mitte} + K_{unten}}. \quad (2.114)$$

Wenn wir T_2 und T_S (aus Gleichung (2.108)) in (2.112) einsetzen, ergibt sich eine quadratische Gleichung, die die Bestimmung von T_1 gestattet:

$$\begin{aligned} 0 = & \left(\frac{C\rho_{Eis}h_{Eis}}{2\Delta t} + \frac{K_{oben}I_1}{K_{oben} + I_1} + K_{mitte} \frac{\frac{C\rho_{Eis}h_{Eis}}{2\Delta t} + K_{unten}}{\frac{C\rho_{Eis}h_{Eis}}{2\Delta t} + K_{mitte} + K_{unten}} \right) T_1^2 \\ & + \left(\frac{\rho_{Eis}h_{Eis}}{2\Delta t} \left(\frac{L\mu S}{\hat{T}_1} - C\hat{T}_1 \right) + \frac{K_{oben}I_0}{K_{oben} + I_1} \right. \\ & \left. - K_{mitte} \frac{\frac{C\rho_{Eis}h_{Eis}}{2\Delta t} \hat{T}_2 + K_{unten}T_f}{\frac{C\rho_{Eis}h_{Eis}}{2\Delta t} + K_{mitte} + K_{unten}} - I_{rad} \right) T_1 \\ & - L\mu S \frac{\rho_{Eis}h_{Eis}}{2\Delta t}. \end{aligned} \quad (2.115)$$

Die erhaltene Gleichung enthält neben T_1 noch eine weitere bislang unbekannte Größe, den Wärmefluss durch im Eis absorbierte Sonneneinstrahlung, I_{rad} . Diese berechnet sich nach der Formel

$$I_{rad} = I_{sw}f_{pen}(1 - f_{tr}). \quad (2.116)$$

Dabei beschreibt I_{sw} die kurzwellige Strahlung aus den atmosphärischen Antriebsdaten, f_{pen} den Anteil, der bis ins Eis durchdringt, und f_{tr} den Anteil davon, der das Eis komplett durchdringt. Diese Anteile werden wie folgt berechnet:

$$f_{pen} = 0.3(1 - \alpha), \quad (2.117)$$

$$f_{tr} = e^{-h_{Schnee}\kappa_{Schnee} - h_{Eis}\kappa_{Eis}}. \quad (2.118)$$

Dabei stellen $\kappa_{Schnee} = 15 \text{ m}^{-1}$ und $\kappa_{Eis} = 1.5 \text{ m}^{-1}$ die optischen Absorptionskoeffizienten für Schnee und Eis dar. Die Konstante 0.3 in der Formel für f_{pen} berücksichtigt die Reflektion an der Grenzschicht Schnee-Eis.

Gleichung (2.115) gestattet nun die Bestimmung von T_1 im neuen Zeitschritt. Die quadratische Gleichung hat stets zwei Lösungen, wobei die kleinere die physikalische Lösung und die größere nur eine Scheinlösung darstellt. Aus Gleichung (2.114) lässt sich dann T_1 ermitteln, aus Gleichung (2.108) dann T_S .

Liegt die ermittelte neue Oberflächentemperatur oberhalb des Schmelzpunktes von Schnee (falls $h_{Schnee} > 0$) oder von Eis (falls $h_{Schnee} = 0$), so schmilzt Schnee oder Eis an der Oberfläche und es erfolgt eine sonderbehandlung, wie im nächsten Abschnitt beschrieben.

2.8.3 Änderung der Eisdicke

Falls die nach Gleichung (2.108) ermittelte Oberflächentemperatur oberhalb von 0°C (falls schneebedeckt) oder oberhalb von $-\mu S$ (falls nicht schneebedeckt) liegt, so kommt es an der Oberfläche zum Schmelzen. In diesem Fall wird T_S auf der entsprechenden Schmelztemperatur fixiert, Gleichung (2.108) wird somit durch

$$T_S = 0^\circ\text{C} \text{ bzw.} \quad (2.119)$$

$$T_S = -\mu S \quad (2.120)$$

ersetzt. Analog zur Herleitung von Gleichung (2.115) ergibt sich in diesem Fall eine neue quadratische Gleichung für T_1 :

$$\begin{aligned} 0 = & \left(\frac{C\rho_{Eis}h_{Eis}}{2\Delta t} + K_{oben} + K_{mitte} \frac{\frac{C\rho_{Eis}h_{Eis}}{2\Delta t} + K_{unten}}{\frac{C\rho_{Eis}h_{Eis}}{2\Delta t} + K_{mitte} + K_{unten}} \right) T_1^2 \\ & + \left(\frac{\rho_{Eis}h_{Eis}}{2\Delta t} \left(\frac{L\mu S}{\hat{T}_1} - C\hat{T}_1 \right) - K_{oben}T_S + I_1 \right. \\ & \left. - K_{mitte} \frac{\frac{C\rho_{Eis}h_{Eis}}{2\Delta t}\hat{T}_2 + K_{unten}T_f}{\frac{C\rho_{Eis}h_{Eis}}{2\Delta t} + K_{mitte} + K_{unten}} - I_{rad} \right) T_1 \\ & - L\mu S \frac{\rho_{Eis}h_{Eis}}{2\Delta t}. \end{aligned} \quad (2.121)$$

Diese wird in derselben Weise gelöst und nach Gleichung (2.114) der neue Wert von T_2 bestimmt. Im Gegensatz zum im vorigen Abschnitt betrachteten Fall ergibt sich nun allerdings eine Konvergenz der Wärmeströme an der Oberfläche. Der resultierende Energiefluss berechnet sich nach

$$I_{oben} = K_{oben}(T_1 - T_S) - (I_0 + I_1(0^\circ\text{C} - T_S)) \quad (2.122)$$

und wird zum Schmelzen von Schnee bzw. Eis aufgewendet, damit die Energiebilanz aufgeht. Analog dazu ergibt sich ein Energiefluss am Boden nach

$$I_{unten} = K_{unten}(T_2 - T_f) + I_B, \quad (2.123)$$

wobei I_B den Wärmefluss vom Wasser zum Eis hin darstellt. Dieser berechnet sich nach

$$I_B = c_{io}u_{io}\max(T_{min}, |\theta - T_f|)\text{sign}(\theta - T_f), \quad (2.124)$$

hierbei ist u_{io} die horizontale Strömungsgeschwindigkeit des Wassers unterhalb der Eisschicht, mindestens jedoch 1 cm s^{-1} , θ die Temperatur des Meerwassers in der obersten Schicht, T_{min} eine minimale Temperaturdifferenz von 0.1 K , und c_{io} ein empirisch bestimmter Kopplungsparameter, in unserem Fall $2.8 \cdot 10^{-2} \text{ J m}^{-3} \text{ K}^{-1}$.

Nun sollen Gefrier- und Schmelzvorgänge die Energiebilanz an den Grenzschichten wiederherstellen. Dies geschieht einmal pro Zeitschritt. Zum Zwecke der Zeitdiskretisierung wird nun die Eisschicht der Dicke h_{Eis} in ihren oberen und unteren Teil mit der Dicke h_1 bzw. h_2 aufgespalten. Zu Beginn (und zum Ende) jedes Eismodell-Zeitschritts gilt $h_1 = h_2 = h_{Eis}/2$, während des Zeitschritts können sie jedoch unabhängig voneinander wachsen und schrumpfen.

Zunächst wird in jedem Zeitschritt die Wärmebilanz an der unteren Grenzschicht ausgeglichen. Ist $I_{unten} < 0$, so gefriert Meerwasser zu Eis. Hierbei ändern sich zwei Zustandsgrößen:

- Die Dicke der unteren Schicht, h_2 , wächst um den Betrag

$$\Delta h_2 = -I_{unten}\Delta t / (L + C(0^\circ\text{C} - T_f - \mu S)). \quad (2.125)$$

Die Gleichung besagt, dass die fehlende Energie aus der gewonnenen Schmelzwärme stammt. Zusätzlich zur Schmelzwärme gibt es einen weiteren Energiegewinn, denn das Wasser der Salinität S gefriert bei der Temperatur $0^\circ\text{C} - \mu S$, so dass ihm beim Abkühlen auf T_f eine Wärme von $C(0^\circ\text{C} - T_f - \mu S)$ entzogen werden kann. (In der unteren Schicht betrachten wir das Eis als keine Lake enthaltend und homogen, aber mit einer Salinität von S .)

- Die Temperatur der unteren Schicht, T_2 , stellt sich auf den Durchschnittswert aus der bisherigen Mitteltemperatur, T_2 , und der Temperatur des neu

gefrorenen Eises, T_f , ein:

$$T_{2,neu} = \frac{h_2 T_2 + \Delta h_2 T_f}{h_2 + \Delta h_2} . \quad (2.126)$$

Ist hingegen $I_{unten} > 0$, so schmilzt Eis an der unteren Grenzschicht. Die Dicke des geschmolzenen Eises berechnet sich analog zu Gleichung (2.125) als

$$\Delta h_2 = -I_{unten} \Delta t / (L + C(0^\circ\text{C} - T_2 - \mu S)) . \quad (2.127)$$

Schmilzt mehr als die gesamte untere Schicht ($\Delta h_2 < -h_2$), so wird $\Delta h_2 = -h_2$ gesetzt (d.h. die untere Schicht schmilzt vollständig ab), und die verbleibende Energie wird zum Aufschmelzen der oberen Eisschicht verwendet. Es gilt dann

$$\Delta h_1 = -I_{unten,1} \Delta t / (L + C(0^\circ\text{C} - T_1 - \mu S)) , \quad (2.128)$$

wobei $I_{unten,1} > 0$ den restlichen Wärmestromüberschuss nach dem Abschmelzen von h_2 darstellt. Schmilzt auch mehr als die obere Eisschicht, so wird zusätzlich Schnee geschmolzen:

$$\Delta h_{Schnee} = -I_{unten,Schnee} \Delta t / L , \quad (2.129)$$

der Schnee enthält ja kein Salz. Eventuell danach noch überschüssige Wärme wird an den Ozean abgegeben.

Nach dem Balancieren von I_{unten} wird (für den Fall, dass $I_{oben} > 0$) auch I_{oben} in analoger Weise durch das Schmelzen von zunächst Schnee, dann oberer und dann unterer Eisschicht ausgeglichen und die immer noch überschüssige Wärme an das Meerwasser der Deckschicht abgegeben.

Neben den Wärmeflüssen zwischen Eis und Meerwasser treten natürlich auch Salz- und Frischwasserflüsse auf. Auch diese werden vom Eismodell in das Strömungsmodell eingebracht.

Nachdem das Gefrieren und Schmelzen erfolgt ist, wird gegebenenfalls Niederschlag in Form von Schnee auf der Oberfläche deponiert. Dies geschieht im Modell immer dann, wenn die Lufttemperatur -2°C unterschreitet und eine Eisschicht vorhanden ist. Anderenfalls gelangt der Niederschlag direkt ins Wasser. Der Schneefall erhöht h_{Schnee} , da die Wärmekapazität von Schnee aber vernachlässigt wird, verändert er keine Temperatur.

Dann wird im Modell geprüft, ob die Dicke der Schneeschicht das Eis unter Wasser zu drücken vermag. In diesem Fall nehmen wir an, dass in irgendeiner Weise Meerwasser

seitlich in den Schnee gelangt und ihn in Eis umwandelt:

$$\Delta h_{Schnee} = -\max \left(\left(h_{Schnee} \frac{\rho - \rho_{Eis}}{\rho_{Schnee}} h_{Eis} \right) \frac{\rho_{Eis}}{\rho}, 0 \right), \quad (2.130)$$

$$\Delta h_1 = -\max \left(\left(h_{Schnee} \frac{\rho - \rho_{Eis}}{\rho_{Schnee}} h_{Eis} \right) \frac{\rho_{Schnee}}{\rho}, 0 \right). \quad (2.131)$$

Da der Schnee keine Wärmekapazität besitzt, hat das neu erzeugte Eis die Temperatur, bei der das eindringende Meerwasser zu Eis wurde; es ist dies aufgrund der angenommenen Salinität des Meereises $0^\circ\text{C} - \mu S$. Die neue Oberflächentemperatur ergibt sich allerdings nicht, wie zunächst naheliegend erscheint, als Mittelwert in Form einer Gleichung analog zu (2.126). Das liegt daran, dass das Eis der oberen Schicht keine konstante Wärmekapazität besitzt. Es muss also nicht die Temperatur der Eismassen gemittelt, sondern ihre Enthalpie addiert werden. Die Enthalpie H ist durch die Beziehung

$$\left(\frac{dH}{dT} \right)_{p=\text{const.}} = C(T) \quad (2.132)$$

bestimmt, wobei C die Wärmekapazität des Mediums (bei konstantem Druck) darstellt. Die Enthalpie in der flüssigen Phase am Gefrierpunkt sei null gesetzt. Dann gilt für Schnee ($C = 0$, Gefrierpunkt bei 0°C):

$$H_{Schnee} = -L. \quad (2.133)$$

Für Eis in der oberen Schicht ($C_{eff} = C + \frac{L\mu S}{(0^\circ\text{C} - T_1)^2}$, Gefrierpunkt bei $0^\circ\text{C} - \mu S$) gilt:

$$H_1 = -L + C(-0^\circ\text{C} + \mu S + T_1) + \frac{L\mu S}{(0^\circ\text{C} - T_1)}. \quad (2.134)$$

Für Eis in der unteren Schicht (C , Gefrierpunkt bei $0^\circ\text{C} - \mu S$) gilt schließlich

$$H_2 = -L - C(-0^\circ\text{C} + \mu S + T_2). \quad (2.135)$$

Es ergibt sich folgende Gleichung für die Enthalpie in der oberen Eisschicht nach dem Beitrag des Schnees:

$$(h_1 + \Delta h_1)H_1(T_{1,neu}) = H_{Schnee}\Delta h_1 + H_1(T_1)h_1. \quad (2.136)$$

Setzen wir die Enthalpien ein und lösen nach T_1 , ergibt sich:

$$T_{1,neu} = \frac{\bar{T}}{2} - \frac{\sqrt{\bar{T}^2 + 4(0^\circ\text{C} + \mu S)(0^\circ\text{C} + L/C)}}{2} \text{ mit} \quad (2.137)$$

$$\bar{T} = \frac{\Delta h_1(0^\circ\text{C} - \mu S) + h_1 \left(T_1 - \frac{L\mu S}{C(T_1 - 0^\circ\text{C})} \right)}{h_1 + \Delta h_1}. \quad (2.138)$$

Zuletzt werden noch die Dicken h_1 und h_2 der oberen und unteren Eisschicht aneinander angeglichen. Es gilt:

$$\Delta h_1 = (h_2 - h_1)/2, \quad (2.139)$$

$$\Delta h_2 = (h_1 - h_2)/2. \quad (2.140)$$

Offenbar wächst dadurch eine der Schichten, die andere schrumpft. Während die Durchschnittstemperatur der schrumpfenden Schicht konstant bleibt, wird die neue Temperatur der wachsenden Schicht, analog zu Gleichung (2.137), über die Addition der Enthalpie bestimmt. Wächst die obere Eisschicht, so gilt hierfür Gleichung (2.137) exakt, allerdings mit

$$\bar{T} = \frac{\Delta h_1 T_2 + h_1 \left(T_1 - \frac{L\mu S}{C(T_1 - 0^\circ\text{C})} \right)}{h_1 + \Delta h_1}. \quad (2.141)$$

Wächst hingegen die untere Eisschicht, so gilt

$$T_{2,neu} = \bar{T} \text{ mit} \quad (2.142)$$

$$\bar{T} = \frac{h_2 T_2 + \Delta h_2 \left(T_1 - \frac{L\mu S}{C(T_1 - 0^\circ\text{C})} \right)}{h_2 + \Delta h_2}. \quad (2.143)$$

Es kann vorkommen, dass die Temperatur T_2 hierbei über den Gefrierpunkt $0^\circ\text{C} - \mu S$ ansteigt. In diesem Fall werden gleiche Dicken von h_1 und h_2 abgeschmolzen, und die dafür benötigte Schmelzwärme aus der Abkühlung von T_2 auf diese Gefriertemperatur gewonnen. Somit ist das Eismodell und seine Kopplung an das Strömungsmodell beschrieben.

Kapitel 3

Beschreibung des verwendeten numerischen Ökosystemmodells

3.1 Formale Beschreibung des Modells

3.1.1 Modellgleichungen

Das in das physikalische Modell eingebettete Ökosystemmodell ERGOM ist ein auf Stickstoff basierendes Eulersches Modell, d.h. alle funktionalen Gruppen von Organismen werden als Konzentrationen des in ihnen enthaltenen Stickstoffs dargestellt. Das Modell soll hier nur formal dargestellt werden, eine inhaltliche Diskussion der Modellprozesse findet sich in Abschnitt 3.2.

Das Modell enthält eine gewisse Zahl dreidimensionaler Zustandsvariablen (Tracer), die in jeder Gitterzelle des Modells definiert sind, siehe Tabelle 3.1. Sie repräsentieren chemische Substanzen und funktionale Gruppen des Plankton und haben die Einheit mmol m^{-3} . Darüber hinaus gibt es zweidimensionale Zustandsvariablen, die in den Bodenzellen allokiert werden und Nährstoffkonzentrationen im aktiven Sediment darstellen. Ihre Einheit ist dementsprechend mmol m^{-2} . In einer formalen Modellbeschreibung seien die Tracerkonzentrationen mit T_i bezeichnet.

Jedem der Tracer wird eine bestimmter fester Gehalt an Stickstoff, Phosphor und Kohlenstoff zugeordnet. In dieser Arbeit sollen nur die Kreisläufe von Stickstoff und Phosphor untersucht werden, sie erhalten die Indizes $j = 1$ und $j = 2$. Wir bezeichnen die Stoffmenge des Elements j , die in 1 mol des Tracers i enthalten ist, mit c_{ij} . In Tabelle 3.1 sind die Tracer T_i und ihr jeweiliger Elementgehalt an Stickstoff (c_{i1}) und Phosphor (c_{i2}) aufgelistet. Zum Beispiel bedeutet $c_{7,2} = 0.0625$, dass 1 mol des Cyanobakterien-Tracers 0.0625 mol an Phosphor enthält.

i	T_i	Einheit	Bezeichnung	Stickstoffgehalt c_{i1}	Phosphorgehalt c_{i2}	$w[\text{m d}^{-1}]$
1	A	mmol m^{-3}	Ammonium	1	0	0
2	N	mmol m^{-3}	Nitrat	1	0	0
3	PO	mmol m^{-3}	Phosphat	0	1	0
4	O_2	mmol m^{-3}	Sauerstoff (negative Werte für H_2S)	0	0	0
5	P_1	mmol m^{-3}	Diatomäen (large cell phytoplankton)	1	0.0625	-0.5
6	P_2	mmol m^{-3}	Flagellaten (small cell phytoplankton)	1	0.0625	0
7	P_3	mmol m^{-3}	Cyanobakterien	1	0.0625	0.1
8	Z	mmol m^{-3}	Zooplankton	1	0.0625	0
9	D	mmol m^{-3}	Detritus	1	0.0625	-4.5
10	I	mmol m^{-3}	Eisenphosphat in Suspension	0	1	-1.0
11	S_D	mmol m^{-2}	Detritus im Sediment	1	0.0625	-
12	S_I	mmol m^{-2}	Eisenphosphat im Sediment	0	1	-

Tabelle 3.1: Zustandsvariablen in ERGOM, und ihr Stickstoff- und Phosphorgehalt c_{i1} bzw. c_{i2} .

Werden die Zustandsvariablen durch biologische oder chemische Prozesse ineinander umgewandelt, so gilt für diese Elemente Massenerhaltung. Die totale Konzentration eines Elements ergibt sich als Summe über die in den jeweiligen Tracern enthaltenen Elementkonzentrationen:

$$e_j = \sum_i T_i c_{ij} \quad (3.1)$$

Die zeitliche Entwicklung der Konzentrationen $T_i(t)$ aus Initialwerten und externem Forcing zu bestimmen, ist Aufgabe des Ökosystemmodells. Das Modell wird dabei in Form von Bewegungsgleichungen der Tracer formuliert. Diese sind von erster Ordnung in der Zeit und haben die Form

$$\frac{\partial}{\partial t} T_i = Q_i - S_i, \quad (3.2)$$

wobei Q_i die Quellen, S_i die Senken des Tracers darstellt. Diese sind im Allgemeinen von der Konzentration aller Tracer T_j sowie den externen Flüssen abhängig. Soll das Element j erhalten bleiben, so ist zu fordern:

$$\frac{\partial}{\partial t} e_j = 0, \quad (3.3)$$

$$\Leftrightarrow \frac{\partial}{\partial t} \sum_i T_i c_{ij} = 0, \quad (3.4)$$

$$\Leftrightarrow \sum_i c_{ij} Q_i = \sum_i c_{ij} S_i. \quad (3.5)$$

Die Quellen und Senken der Tracer werden durch biogeochemische Umwandlungsprozesse bewirkt. Das können chemische Reaktionen oder biologische Vorgänge (z.B. Grazing von Zooplankton) sein. Ein solcher Prozess stellt für manche Tracer (die Reaktionsprodukte) eine Quelle, für andere (die Ausgangsstoffe) eine Senke dar. Betrachten wir einen Prozess k , der in einem festen Verhältnis einige Ausgangsstoffe in Reaktionsprodukte umwandelt. Deren Quellen Q_i bzw. Senken S_i sind durch feste

stöchiometrischen Verhältnisse q_{ik} und s_{ik} sowie durch die Rate p_k bestimmt, mit der der Prozess abläuft:

$$Q_i(t) = p_k(t) q_{ik} , \quad (3.6)$$

$$S_i(t) = p_k(t) s_{ik} . \quad (3.7)$$

Dabei ist mindestens einer der Terme q_{ik} oder s_{ik} null, d.h. der Prozess k kann nur entweder Quelle oder Senke für den Tracer i sein. Wir verwenden die Einheit $\text{mmol m}^{-3} \text{s}^{-1}$ für die Prozessraten p_k , so dass die stöchiometrischen Verhältnisse q_{ik} und s_{ik} einheitenlos sind. Diese Verhältnisse, die den Koeffizienten in einer chemischen Reaktionsgleichung entsprechen, sind für alle Prozesse in ERGOM in Tabelle 3.2 dargestellt. So zeigt $q_{17,8} - s_{17,8} = -1$, dass Prozess 17 (Mortalität von Zooplankton), wenn er mit einer Rate von $1 \text{ mmol m}^{-3} \text{s}^{-1}$ abläuft, die Zooplanktonkonzentration T_8 um $1 \text{ mmol m}^{-3} \text{s}^{-1}$ senkt.

Ein Prozess sei als ein reiner Umwandlungsprozess bezeichnet, wenn er sämtliche Elementkonzentrationen e_j erhält, also für keines der betrachteten Elemente eine Quelle oder Senke darstellt. Nach Gleichung 3.5 ist dies der Fall, wenn

$$\sum_i c_{ij} p_k q_{ik} = \sum_i c_{ij} p_k s_{ik} \quad \forall j . \quad (3.8)$$

Offenbar kürzt sich die Prozessrate heraus, so dass für Umwandlungsprozesse gilt:

$$\sum_i c_{ij} q_{ik} = \sum_i c_{ij} s_{ik} \quad \forall j . \quad (3.9)$$

Im Allgemeinen (nicht nur für reine Umwandlungsprozesse) gilt

$$\frac{\partial}{\partial t} e_j = \sum_k p_k \cdot \left(\sum_i c_{ij} (q_{ik} - s_{ik}) \right) , \quad (3.10)$$

der Term $\sum_i c_{ij} (q_{ik} - s_{ik})$ beschreibt also, ob der Prozess k für das Element j eine Quelle oder Senke darstellt.

Formulieren wir das gesamte Ökosystemmodell nun in Form von Prozessen. Es gilt dann:

$$\frac{\partial}{\partial t} T_i = \sum_k p_k \cdot (q_{ik} - s_{ik}) . \quad (3.11)$$

Dabei stellen die q_{ik} und s_{ik} Konstanten dar, die p_k sind Prozessraten, die von den Konzentrationen T_i und externen Forcing-Bedingungen abhängen.

Durch Angabe der Formeln für die Prozessraten p_k in Tabelle 3.3 und einiger Modellkonstanten in den Tabellen 3.4-3.5 ist die formale Beschreibung des Ökosystemmodells somit komplett.

k	$q_{ik} - s_{ik}$ for	$i = 1$ A	2 N	3 PO	4 O_2	5 P_1	6 P_2	7 P_3	8 Z	9 D	10 I	11 $*S_D$	12 $*S_I$
1	$^s p_{surf-flux-O_2}$				1								
2	$p_{growth-N-P1}$		-1	-0.0625	8.625	1							
3	$p_{growth-A-P1}$	-1		-0.0625	6.625	1							
4	$p_{growth-N-P2}$		-1	-0.0625	8.625		1						
5	$p_{growth-A-P2}$	-1		-0.0625	6.625		1						
6	$^{N+} p_{growth-P3}$			-0.0625	6.625			1					
7	$p_{resp-P1}$	1		0.0625	-6.625	-1							
8	$p_{resp-P2}$	1		0.0625	-6.625		-1						
9	$p_{resp-P3}$	1		0.0625	-6.625			-1					
10	$p_{mort-P1}$					-1				1			
11	$p_{mort-P2}$						-1			1			
12	$p_{mort-P3}$							-1		1			
13	$p_{growth-P1-Z}$					-1			1				
14	$p_{growth-P2-Z}$						-1		1				
15	$p_{growth-P3-Z}$							-1	1				
16	p_{resp-Z}	1		0.0625	-6.625				-1				
17	p_{mort-Z}								-1	1			
18	$p_{recycle-D}$	1		0.0625	-6.625					-1			
19	$p_{nitrification}$	-1	1		-2								
20	$^{N-} p_{denit-auto}$		-1		0.375								
21	$^{N-} p_{denit-hetero}$		-5.3		6.625								
23	$^b p_{sedimentation-D}$									-1		1	
24	$^b p_{erosion-D}$									1		-1	
25	$^b p_{bioresuspension-D}$									1		-1	
26	$^b p_{sedimentation-I}$										-1		1
27	$^b p_{erosion-I}$										1		-1
28	$^b p_{bioresuspension-I}$										1		-1
29	$^b p_{recycle-S_D}$	1		0.0625	-6.625							-1	
30	$^{bN-} p_{denit-S-oxic}$	-1			-2								
31	$^{bN-} p_{denit-S-anoxic}$		-5.3		6.625								
32	$^b p_{retention-P}$			-1									1
33	$^b p_{liberation-P}$			1									-1
34	$^{bN-P-} p_{burial-D}$											-1	
35	$^{bP-} p_{burial-I}$												-1

Tabelle 3.2: Prozesse in ERGOM und die stöchiometrischen Verhältnisse zwischen Ausgangsstoffen und Reaktionsprodukten, dargestellt als $q_{ik} - s_{ik}$. Positive Werte zeigen an, dass der Tracer durch den Prozess erzeugt wird, negative, dass er vernichtet wird. $^{N+}$ Prozess führt dem Ökosystem Stickstoff zu. $^{N-}$ Prozess entfernt Stickstoff aus dem System. $^{P-}$ Prozess entfernt Phosphor aus dem System. s Nur in der Deckschicht. b Nur in der Bodenschicht. $*$ Raten für zweidimensionale Zustandsvariablen werden mit der Höhe der Bodenzelle skaliert, um die Einheiten konsistent zu machen.

Zusätzlich zu den biogeochemischen Prozessen ändern Advektion und Diffusion die lokale Konzentration der dreidimensionalen Tracer. Stellen wir die Gleichung mithilfe der Eulerschen Ableitung dar, die die Änderung der Konzentration in einem mit der Strömung mitgeführten Wasserpaket beschreibt, so gilt

$$\frac{d}{dt}T_i = \frac{\partial}{\partial t}T_i + \vec{v} \cdot \nabla T_i = \sum_k p_k \cdot (q_{ik} - s_{ik}) + \mathbf{L}T_i. \quad (3.12)$$

Hierbei beschreibt \vec{v} die Strömungsgeschwindigkeit und \mathbf{L} stellt einen elliptischen Differentialoperator dar, der die (möglicherweise anisotrope) Diffusivität darstellt, im einfachsten Falle etwa $\mathbf{L} = K\Delta$. Wir nehmen hierbei an, dass für alle Tracer i der Operator \mathbf{L} derselbe ist.

Hinzu kommt für einige Tracer noch eine vertikale Bewegungskomponente (Sinken oder Steigen), die durch eine feste Geschwindigkeit w bestimmt ist, siehe Tabelle 3.1.

3.1.2 Diskretisierung der Modellgleichungen

Räumlich werden die dreidimensionalen biologischen Tracer in derselben Weise diskretisiert wie Temperatur und Salzgehalt. Die zweidimensionalen Zustandsvariablen existieren auf demselben horizontalen Gitter, aber nur in einer vertikalen Schicht.

Die zeitliche Diskretisierung der Bewegungsgleichungen für in der Bodenzelle ablaufende Prozesse, also solche unter Beteiligung von Sediment-Tracern, erfolgt mit einem einfachen Euler-Vorwärts-Verfahren. Auf dreidimensionale biologische Tracer wird ebenfalls ein Euler-Vorwärts-Verfahren, aber mit dem doppelten Zeitschritt, angewendet, so dass der Zeitschritt mit dem Leapfrog-Verfahren, wie in Abschnitt 2.2 beschrieben korrespondiert. Die Vertikalbewegung der partikulären Materie wird mit einem Euler-vorwärts upstream-Schema diskretisiert. Ein Biologie-Zeitschritt dauert 9 Minuten.

3.1.3 Lichtmodell

Das Wachstum des Phytoplankton wird durch die Verfügbarkeit von DIN (gelöstem anorganischen Stickstoff), DIP (gelöstem anorganischen Phosphor) und Licht bestimmt. Lediglich die Phytoplanktongruppe der Cyanobakterien ist nicht durch DIN limitiert, da sie in der Lage ist, molekularen Stickstoff zu assimilieren. Der vertikale Lichtfluss an der Oberfläche, LI_0 , wird aus den atmosphärischen Antriebsdaten entnommen. Hierbei werden die Bewölkung und der Einfallswinkel des Lichtes betrachtet. Steht die Sonne unter einem Zenitwinkel φ_{Sonne} , so bewegt sich das Licht

$^*P_{surf-flux-02}$	Oberflächenfluss von Sauerstoff	$(O_{sat} - O) p_{vel}$
$P_{growth-N-P1}$	Wachstum von Diatömäen durch Nitrataufnahme	$\frac{N}{N+A} r_1^{max} (P_1 + P_0) \theta(O)$ $\min \left(\frac{(N+A)^2}{(N+A)^2 + \alpha_1^2}, \frac{PO^2}{PO^2 + (\alpha_1 \cdot 0.0625)^2}, L_1 \right)$
$P_{growth-A-P1}$	Wachstum von Diatömäen durch Ammoniumaufnahme	$\frac{A}{N+A} r_1^{max} (P_1 + P_0) \theta(O)$ $\min \left(\frac{(N+A)^2}{(N+A)^2 + \alpha_1^2}, \frac{PO^2}{PO^2 + (\alpha_1 \cdot 0.0625)^2}, L_1 \right)$
$P_{growth-N-P2}$	Wachstum von Flagellaten durch Nitrataufnahme	$\frac{N}{N+A} r_2^{max} (P_2 + P_0) \theta(O) \left(1 + \frac{T^2}{T^2 + T_f^2} \right)$ $\min \left(\frac{(N+A)^2}{(N+A)^2 + \alpha_2^2}, \frac{PO^2}{PO^2 + (\alpha_2 \cdot 0.0625)^2}, L_2 \right)$
$P_{growth-A-P2}$	Wachstum von Flagellaten durch Ammonium-Aufnahme	$\frac{A}{N+A} r_2^{max} (P_2 + P_0) \theta(O) \left(1 + \frac{T^2}{T^2 + T_f^2} \right)$ $\min \left(\frac{(N+A)^2}{(N+A)^2 + \alpha_2^2}, \frac{PO^2}{PO^2 + (\alpha_2 \cdot 0.0625)^2}, L_2 \right)$
$P_{growth-P3}$	Wachstum von Cyanobakterien = Stickstofffixierung	$r_3^{max} (P_3 + P_0) \theta(O) \frac{1}{1 + e^{(T_3 - T)/T_n}} \frac{1}{1 + e^{(s_{3I} - s)/s_n}}$ $\frac{1}{1 + e^{(s - s_{3u})/s_n}} \min \left(\frac{PO^2}{PO^2 + (\alpha_3 \cdot 0.0625)^2}, L_2 \right)$
$P_{resp-P_i}, i=1,2,3$	Respiration von Phytoplankton	$P_i l_{PA} \theta(O)$
$P_{mort-P_i}, i=1,2,3$	Mortalität von Phytoplankton	$P_i l_{PD} (1 + 9\theta(-O))$
$P_{growth-Pi-Z}, i=1,2$	Grazing von Zooplankton (Diatömäen und Flagellaten)	$(Z + P_0) r_Z^{max} \left(1 - e^{-\frac{(P_1 + P_2 + 0.5P_3)^2}{P_{max}^2}} \right) \theta(O)$ $\left(1 + \left(\frac{T}{T_Z} e^{1 - \frac{T}{T_Z}} \right)^2 \right) \frac{P_i}{P_1 + P_2 + 0.5P_3}$
$P_{growth-P3-Z}$	Grazing von Zooplankton (Cyanobakterien)	$(Z + P_0) r_Z^{max} \left(1 - e^{-\frac{(P_1 + P_2 + 0.5P_3)^2}{P_{max}^2}} \right) \theta(O)$ $\left(1 + \left(\frac{T}{T_Z} e^{1 - \frac{T}{T_Z}} \right)^2 \right) \frac{0.5P_3}{P_1 + P_2 + 0.5P_3}$
P_{resp-Z}	Respiration von Zooplankton	$\frac{Z^2}{Z_0^2} l_{ZA} \theta(O)$
P_{mort-Z}	Mortalität von Zooplankton	$\frac{Z^2}{Z_0^2} l_{ZD} (1 + 9\theta(-O))$
$P_{recycle-D}$	Remineralisierung von Detritus	$D l_{DA} e^{\beta r D^T}$
$P_{nitrification}$	Nitrifizierung (Wassersäule)	$A l_{AN} \frac{O}{O + \alpha_n} e^{\beta_n T}$
$P_{denit-auto}$	Chemoautolithotrophe Denitrifizierung	$N l_{dN} \theta(-O) \frac{N^2}{N^2 + \alpha_{ade}^2}$
$P_{denit-hetero}$	Denitrifizierung (Wassersäule)	$D l_{DA} e^{\beta r T} \theta(-O) \frac{N^2}{N^2 + \alpha_{hde}^2}$
$^*P_{sedimentation-D}$	Sedimentation von Detritus	$D w_D (1 - E)$
$^*P_{erosion-D}$	Erosion von sedimentiertem Detritus	$S_D l_{SD} E$
$^*P_{bioresuspension-D}$	Bioresuspension von Detritus	$S_D l_{SDb} \theta(O) \frac{O^2}{\alpha_b^2 + O^2}$
$^*P_{sedimentation-I}$	Sedimentation von Eisenphosphat	$I w_I (1 - E)$
$^*P_{erosion-I}$	Erosion von Eisenphosphat	$S_I l_{SI} E$
$^*P_{bioresuspension-I}$	Bioresuspension von Eisenphosphat	$S_I l_{SDb} \theta(O) \frac{O^2}{\alpha_b^2 + O^2}$
$^*P_{recycle-SD}$	Mineralisierung von sedimentiertem Detritus	$S_D l_{SA} e^{\beta r S^T} (1 - 0.9\theta(-O))$
$^*P_{denit-S-oxic}$	Nitrifizierung-Denitrifizierung (Sediment)	$f_{ds} S_D l_{SA} e^{\beta r S^T} \theta(O)$
$^*P_{denit-S-anoxic}$	Denitrifizierung (anox. Sediment)	$0.1 S_D l_{SA} e^{\beta r S^T} \theta(-O) \frac{N^2}{\alpha_{hde}^2 + N^2}$
$^*P_{pretension-P}$	Bindung von Phosphat im Sediment	$0.0625 f_{rp} S_D l_{SA} e^{\beta r S^T} \theta(O) \frac{O^2}{\alpha_p^2 + O^2}$
$^*P_{liberation-P}$	Freisetzung von gebundenem Phosphat	$S_I l_{SP} \theta(-O)$
$^*P_{burial-D}$	Vergraben von Detritus	$(S_D - S_{max}) \theta(S_D - S_{max}) dt^{-1}$
$^*P_{burial-I}$	Vergraben von Eisenphosphat	$\max \left(S_I, S_I + S_I \frac{S_I - S_{It}}{S_n} \right) l_{bI} \frac{S_D}{S_{max}}$

Tabelle 3.3: Raten p_k von Prozessen in ERGOM. Alle Raten sind in $\text{mmol m}^{-3} \text{ day}^{-1}$ gegeben, mit Ausnahme der mit * markierten, diese sind in $\text{mmol m}^{-2} \text{ day}^{-1}$. Die Funktion θ ist die Stufenfunktion, $\theta(x) = 0$ für $x \leq 0$ and $\theta(x) = 1$ für $x > 0$.

	Beschreibung	Wert
α_1	Halbsättigungskonzentration für Diatomäenwachstum ($A + N$)	$1.125 \text{ mmol m}^{-3}$
α_2	Halbsättigungskonzentration für Flagellatenwachstum ($A + N$)	0.45 mmol m^{-3}
α_3	Halbsättigungskonzentration für Cyanobakterienwachstum ($A + N$)	1.8 mmol m^{-3}
α_b	Halbsättigungskonzentration für Bioresuspension (O)	65.0 mmol m^{-3}
α_n	Halbsättigungskonzentration für Nitrifizierung (A)	3.75 mmol m^{-3}
α_p	Halbsättigungskonzentration für Phosphatbindung im Sediment (O)	3.75 mmol m^{-3}
α_{ade}	Halbsättigungskonzentration für chemoautolithotrophe Denitrifizierung (N)	4.5 mmol m^{-3}
α_{hde}	Halbsättigungskonzentration für Denitrifizierung in der Wassersäule (N)	$0.142 \text{ mmol m}^{-3}$
β_n	Q10-Regel-Faktor (Nitrifizierung)	$0.11 \text{ } ^\circ\text{C}^{-1}$
β_{rD}	Q10-Regel-Faktor (Detritus-Recycling)	$0.15 \text{ } ^\circ\text{C}^{-1}$
β_{rS}	Q10-Regel-Faktor (Sediment-Detritus-Recycling)	$0.175 \text{ } ^\circ\text{C}^{-1}$
dt	Euler-Vorwärts-Zeitschritt	in Tagen
E	Erosions-Schalter	0 oder 1, vom physikalischen Modell
f_{ds}	Anteil des bei Mineralisierung im Sediment entstehenden Ammoniums, der sofort nitrifiziert und denitrifiziert wird	tiefenabhängig $0.6 \dots 0.85$
f_{rp}	Anteil des bei Mineralisierung im Sediment entstehenden Phosphats, der im Sediment gebunden wird	breitenabhängig $0.18 \dots 0.5$
k_w	Lichtabsorption des klaren Wassers	0.18 m^{-1}
k_c	Lichtabsorption der partikulären Materie	$0.03 \text{ m}^2 \text{ mmol}^{-1}$
l_{bI}	Vergrabungsrate für Eisenphosphat	0.007 day^{-1}
l_{dN}	Chemoautolithotrophe Denitrifizierungsrate	0.1 day^{-1}
l_{AN}	Nitrifizierungsrate	0.1 day^{-1}
l_{DA}	Detritus-Remineralisierungsrate (Wasser)	0.003 day^{-1}
l_{PA}	Respirationsrate für Phytoplankton	0.01 day^{-1}
l_{PD}	Phytoplanktonmortalität	0.02 day^{-1}
l_{SA}	Detritus-Remineralisierungsrate (Sediment)	0.002 day^{-1}
l_{SD}	Erosionsrate für Detritus im Sediment	6.0 day^{-1}
l_{SDb}	Bioresuspensionsrate	0.03 day^{-1}
l_{SI}	Erosionsrate für Eisenphosphat	6.0 day^{-1}
l_{SP}	Phosphat-Freisetzungsrate aus dem Sediment	0.1 day^{-1}
l_{ZA}	Respirationsrate für Zooplankton	0.01 day^{-1}
l_{ZD}	Zooplanktonmortalität	0.03 day^{-1}

Tabelle 3.4: Prozessparameter in ERGOM (Teil 1).

	Beschreibung	Wert
LI	bioverfügbare Lichtintensität	Siehe Abschnitt 3.1.3
LI_1	optimale Lichtintensität (Diatomäen)	35.0 W m^{-2}
LI_2	optimale Lichtintensität (Flagellaten, Cyanobakterien)	50.0 W m^{-2}
L_1	Lichtlimitierungsfaktor (Diatomäen)	$\min\left(2, \frac{LI}{LI_1}\right) e^{1-\min\left(2, \frac{LI}{LI_1}\right)}$
L_2	Lichtlimitierungsfaktor (Flagellaten, Cyanobakterien)	$\min\left(2, \frac{LI}{LI_2}\right) e^{1-\min\left(2, \frac{LI}{LI_2}\right)}$
O_{sat}	Sauerstoffsättigungskonzentration	abhängig von S und T, mmol m^{-3}
p_{vel}	piston velocity (Sauerstofffluss)	5 m day^{-1}
P_0	Plankton-Hintergrundkonzentration	$0.0045 \text{ mmol m}^{-3}$
P_{max}	Sättigungskonzentration für Zooplankton-Grazing	$4.108 \text{ mmol m}^{-3}$
r_1^{max}	maximale Wachstumsrate (Diatomäen)	1.3 day^{-1}
r_2^{max}	maximale Wachstumsrate (Flagellaten)	0.4 day^{-1}
r_3^{max}	maximale Wachstumsrate (Cyanobakterien)	0.75 day^{-1}
r_Z^{max}	maximale Wachstumsrate (Zooplankton)	0.5 day^{-1}
s	Salinität	aus dem physikalischen Modell, psu
s_{3l}	minimaler Salzgehalt für Cyanobakterienwachstum	1.0 psu
s_{3u}	maximaler Salzgehalt für Cyanobakterienwachstum	10.0 psu
s_n	Normalisierungskonstante für Salinität	1.0 psu
Stt	Schwellwert für verstärktes Vergraben von Eisenphosphat	$100.0 \text{ mmol m}^{-2}$
S_{max}	Maximaldicke des aktiven Sediments	$4500.0 \text{ mmol m}^{-2}$
S_n	Normalisierungskonstante für Sedimentdicke	4.5 mmol m^{-2}
T	Temperatur	aus dem physikalischen Modell, °C
T_2	minimale Temperatur für Flagellatenwachstum	10.0 °C
T_3	minimale Temperatur für Cyanobakterienwachstum	13.5 °C
T_Z	optimale Temperatur für Zooplanktonwachstum	20.0 °C
T_n	Normalisierungskonstante für Temperatur	1.0 °C
w_D	Sedimentationsgeschwindigkeit für Detritus	2.25 m day^{-1}
w_I	Sedimentationsgeschwindigkeit für Eisenphosphat	0.5 m day^{-1}
Z_0	Normalisierungskonstante für Zooplanktonkonzentration	0.09 mmol m^{-3}

Tabelle 3.5: Prozessparameter in ERGOM (Teil 2).

nach Brechung an der Wasseroberfläche unter einem Winkel φ_{Licht} zur Vertikalen, der durch

$$\frac{\sin(\varphi_{Sonne})}{\sin(\varphi_{Licht})} = 1.33 \quad (3.13)$$

bestimmt ist, wobei 1.33 den Brechungsindex des Wassers darstellt. Der Weg, den das Licht bis in eine Tiefe z (man beachte $z < 0$) zurücklegt, bestimmt sich als

$$s_{Licht} = -\frac{z}{\cos(\varphi_{Licht})} \quad (3.14)$$

Auf diesem Weg erfährt das Licht eine Dämpfung durch zwei Beiträge: Durch eine Opazität des Wassers selbst, k_w , und durch Inhaltsstoffe wie Phytoplankton und der Detritus, die als opaque betrachtet werden und eine konzentrationsabhängige Dämpfung k_c des Lichtes verursachen (siehe Tabelle 3.4). Es werden nur 50% des einfallenden Lichtes als photosynthetisch aktiv betrachtet. Die Abhängigkeit der Absorption von der Wellenlänge und die Reflektion eines Teils des Lichtes an der Oberfläche werden vernachlässigt. Die Lichtintensität $LI(z)$ berechnet sich somit nach der Formel

$$LI = \frac{LI_0}{2} e^{k_w \frac{z}{\cos(\varphi_{Licht})} - k_c \int_z^0 \frac{dz'}{\cos(\varphi_{Licht})} (P_1 + P_2 + P_3 + D)}. \quad (3.15)$$

Die Integration wird numerisch als Summation über vertikal übereinanderliegende Gitterzellen ausgeführt, in denen die Konzentrationen P_1, P_2, P_3 und D als homogen angenommen werden.

3.1.4 Offene Grenze zur Nordsee

Falls an der offenen Grenze Wasser aus der Nordsee einströmt, so bringt es natürlich auch Konzentrationen an Nährstoffen mit sich. Für diese werden völlig analog zu Temperatur und Salzgehalt Werte vorgegeben, siehe Abschnitt 2.4.

3.1.5 Flussfrachten und atmosphärische Einträge

Wie die Flusseinträge von Nährstoffen im Modell realisiert werden und woher die Daten stammen, wurde bereits in Abschnitt 2.6 diskutiert. Nun werden Nitrat und Ammonium und in sehr geringem Maße auch Phosphat allerdings auch atmosphärisch in die Ostsee eingetragen. Hierbei ist zwischen der “wet deposition”, also dem Eintrag durch Niederschlag, und der “dry deposition”, also durch Staub, zu unterscheiden. Erstere macht die überwiegende Menge für Nitrat und Ammonium aus.

Für die atmosphärische Deposition von Nitrat und Ammonium existiert ein Netz an Messstationen der HELCOM (Helsinki Commission), des EMEP (European Monitoring and Evaluation Programme) und von schwedischen staatlichen Behörden. Daten aus diesen drei Quellen wurden in der Baltic Environmental Database (*BNI*, 2006) zusammengeführt und auf die Fläche der Ostsee inter- bzw. extrapoliert. Dieser Datensatz, der eine zeitliche Auflösung von einem Monat hat, wird auch für unser Modell genutzt.

Die atmosphärische Deposition von Phosphor ist mangels räumlich aufgelöster Daten proportional zur Stickstoffdeposition gesetzt. Die Proportionalitätskonstante ist so gewählt, dass die Gesamteinträge mit Daten der HELCOM übereinstimmen.

3.2 Inhaltliche Diskussion der Prozesse im Modell

3.2.1 Im Modell repräsentierte Prozesse

Primärproduktion

Die Primärproduktion ist ein biologischer Prozess, bei dem anorganisches Material von Organismen assimiliert und in organisches überführt wird. Dafür benötigen die Organismen Energie, die sie in der Regel durch Photosynthese aus der Sonnenstrahlung gewinnen. Aber auch Chemosynthese ist möglich, hierbei wird die

benötigte Energie durch chemische Reaktionen, zumeist Redoxreaktionen gewonnen. Entscheidend ist für die Primärproduktion, dass anorganisches Material assimiliert wird, gemessen wird sie daher in der Regel am Kohlenstoffumsatz und hat die Einheit $\text{mgC h}^{-1} \text{ m}^{-2}$.

Es wird unterschieden zwischen der Bruttoprimärproduktion, die die Aufnahme des anorganischen Materials quantifiziert, und der Nettoprimärproduktion, die den Zuwachs an partikulärem organischen Material beschreibt. Die Differenz aus beiden kommt durch die Respiration der Organismen zustande.

Primärproduktion ist im Modell nur als das Wachstum von Phytoplankton repräsentiert. Obwohl unser Modell keinen expliziten Kohlenstoffkreislauf enthält, kann die resultierende Primärproduktion vom Modell abgeschätzt werden, denn das molare Verhältnis zwischen Kohlenstoff, Stickstoff und Phosphor variiert in marinem Phytoplankton wenig, es wird durch das Redfield-Verhältnis beschrieben.

Der Prozess der Primärproduktion, also das Wachstum des Phytoplankton, wird in ERGOM durch verschiedene Einflussfaktoren kontrolliert. Erstens hat jede funktionale Phytoplanktongruppe eine maximale Assimilationsrate relativ zu ihrer eigenen Biomasse, die sie unter optimalen Bedingungen erreichen kann. Zweitens ist das Wachstum durch die Verfügbarkeit von Nährstoffen limitiert. Drittens wird eine ausreichende Lichtintensität benötigt, siehe Abschnitt 3.1.3. Viertens gibt es Temperatur- und Salzgehaltsgrenzen, in denen Wachstum möglich ist.

Die Diatomäen sind durch ihr schnelles Wachstum (130% pro Tag) charakterisiert, benötigen aber eine hohe Nährstoffkonzentration. Die Flagellaten wachsen langsamer (temperaturabhängig bis zu 80% pro Tag) und benötigen eine Wassertemperatur von mindestens 10°C und mehr Licht, können dafür aber bei geringeren Nährstoffkonzentrationen überleben. Die Cyanobakterien wachsen zwar relativ schnell (75% pro Tag), aber nur unter bestimmten Bedingungen. Sie benötigen mindestens 13.5°C für ihr Wachstum und wachsen nur in Brackwasser, in einem Bereich zwischen 1 und 10 psu. Allerdings haben sie den Vorteil, dass sie im Gegensatz zu den beiden anderen Phytoplanktongruppen nicht durch DIN, sondern nur durch DIP limitiert sind.

Voipio (1981) schätzt die Gesamtmenge des Kohlenstoffs bei der Netto-Primärproduktion auf 34 000 kt jährlich, was einem Wert von 6000 ktN a^{-1} entspricht.

Nach *Kaiser et al.* (1981) beträgt die Nettoprimärproduktion des Phytoplanktons in der offenen Ostsee $90\text{--}180 \text{ gC m}^{-2} \text{ a}^{-1}$, in der Bottenensee $60\text{--}90 \text{ gC m}^{-2} \text{ a}^{-1}$ und in der Bottenwiek unter $40 \text{ gC m}^{-2} \text{ a}^{-1}$. Primärproduktionsraten in den Küstenregionen und in der westlichen Ostsee werden hingegen auf $>180 \text{ gC m}^{-2} \text{ a}^{-1}$ abgeschätzt. Bei einer Fläche der Ostsee von $413\,000 \text{ km}^2$ entspricht eine Rate von $120 \text{ gC m}^{-2} \text{ a}^{-1}$ dem Redfield-Verhältnis nach einer Stickstoffmenge von 8700 kt a^{-1} , die assimiliert

wird, bzw. einer Phosphormenge von 1200 kt a^{-1} . Das entspricht unserem Modell zufolge der dreifachen Menge des Stickstoffs bzw. der 1.2-fachen Menge des Phosphors, der insgesamt in bioverfügbarer Form im Gesamtsystem Ostsee enthalten ist. Legt man die für die Ostsee angenommenen TN- und TP-Mengen von *Savchuk* (2005) zugrunde, die im Gegensatz zu unserem Modell zwar DON, aber keine im Sediment gespeicherten Beiträge enthalten, (TN=6437 kt, TP=552 kt), so ergibt sich, dass die 1.4- bzw. 2.2-fache Menge des gesamten Stickstoffs bzw. Phosphors der Ostsee jährlich zur Nettoprimärproduktion dient. Dies kann offensichtlich nur geschehen, wenn Nährstoffe innerhalb eines Jahres mehrfach den Zyklus Primärproduktion - Konsumption durch höhere trophische Stufen - Respiration bzw. Mortalität und Remineralisierung durchlaufen.

Im Modell wird die Primärproduktion deutlich unterschätzt. In den offenen Becken liegt sie bei $30\text{-}40 \text{ gC m}^{-2} \text{ a}^{-1}$ und somit um einen Faktor 3-4 zu gering.

Stickstofffixierung

Ist die euphotische Schicht nach der Frühjahrsblüte frei von DIN, aber enthält noch DIP, so kann gewöhnliches Phytoplankton nicht weiter wachsen. Cyanobakterien haben jedoch die Fähigkeit, die starke Dreifachbindung in molekularem Stickstoff aufzubrechen und ihn so für sich nutzbar zu machen. In der Ostsee bilden sie unter sommerlichen und windstillen Bedingungen großflächige Filme auf der Wasseroberfläche.

Die Cyanobakterien sind wie oben beschrieben im Modell Primärproduzenten, die allerdings kein DIN assimilieren, sondern ihren Stickstoffbedarf aus molekularem Luftstickstoff decken. Im Modell nehmen wir an, dass dieser überall in der euphotischen Schicht in ausreichendem Maße zur Verfügung steht. Für das Ökosystem stellt die Fixierung eine Stickstoffquelle dar.

Verschiedene Abschätzungen existieren über den Betrag der Stickstofffixierung in der Ostsee. In frühen Abschätzungen von *Larsson et al.* (1985) finden sich Werte von 132 kt a^{-1} . *Larsson et al.* (2001) schätzt die Fixierung in der zentralen Ostsee auf $180\text{-}430 \text{ kt a}^{-1}$.

Mithilfe von CO_2 -Partialdruckmessungen südöstlich von Gotland wird in *Schneider et al.* (2009) die Stickstofffixierung auf $173 \text{ mmol m}^{-2} \text{ a}^{-1}$ abgeschätzt. Hochgerechnet auf die Fläche der zentralen Ostsee von 164713 km^2 (aus unserer Modelltopographie, östlich von Öland, ohne Danziger Bucht) ergäbe sich daraus eine Stickstofffixierung von 399 kt a^{-1} . Mit derselben Methode erhält man nach *Schneider et al.* (2003) einen Wert von 897 kt a^{-1} . Jedoch sind diese Abschätzungen vermutlich zu hoch, da die Fläche der Baltic Proper die phosphatlimitierten Küstengebiete

einschließt, in denen keine Stickstofffixierung stattfindet.

Wasmund et al. (2005) kommt nach einem Vergleich verschiedener Methoden der Quantifizierung der Stickstofffixierung zu einer besten Abschätzung von 434 kt a^{-1} für die zentrale Ostsee (Baltic proper).

Die im Modell erhaltene Stickstofffixierung in der Gotlandsee schwankt einerseits zwischen den Jahren durch das meteorologische Forcing, andererseits enthält sie einen ansteigenden Trend durch den Rückgang der Stickstoff-Flussfrachten Anfang der 1990er Jahre. Vor 1990 liegt der Beitrag der Fixierung zwischen 80 und 150 kt a^{-1} , ab 1990 zwischen 220 und 350 kt a^{-1} . Folglich liegt die im Modell erhaltene Stickstofffixierung im unteren Bereich der empirischen Abschätzungen.

Wachstum von Zooplankton

Zooplankton ist in unserem Modell durch eine einzige Zustandsvariable repräsentiert. Dies ist nur eine grobe Näherung, denn in der Realität besteht Zooplankton in der Ostsee zum größten Teil aus Copepoden, die einen Lebenszyklus durchlaufen, der durch mehrere Entwicklungsstadien und von Häutungen unterbrochene Wachstumsperioden gekennzeichnet ist. Eine diesen Effekt berücksichtigende stadienaufgelöste Zooplankton-Komponente wurde in ERGOM bereits getestet (*Neumann and Fennel*, 2006). Da der Fokus des Modells aber auf den Nährstoffkreisläufen und nicht auf der detaillierten Repräsentation der höheren trophischen Stufen liegt, wurde die Zooplankton-Komponente bewusst einfach gehalten.

Das Wachstum des Zooplankton wird im Modell durch die Temperatur und die Verfügbarkeit von Phytoplankton bestimmt. Die Optimaltemperatur für Zooplankton liegt im Modell bei 20°C . Diatomäen und Flagellaten werden vom Modellzooplankton in derselben Weise gefressen, Cyanobakterien hingegen bei gleicher Konzentration nur mit der halben Rate.

Die durchschnittliche Assimilationsrate von Zooplankton liegt im Modell um $11 \text{ gC pro Quadratmeter und Jahr}$. Somit wird das Wachstum von Zooplankton deutlich unterschätzt. So findet sich in *Voipio* (1981) die Abschätzung, dass in der zentralen Ostsee die Netto-Zooplanktonproduktion $10\text{-}20 \text{ gC m}^{-2} \text{ a}^{-1}$ beträgt, allerdings ohne Mikrozooplankton. *Arrhenius and Hansson* (1993) zitiert *Elmgren* (1982) mit einem Wert von $24 \text{ gC m}^{-2} \text{ a}^{-1}$ für die nordöstliche Ostsee. Insgesamt wird in *Voipio* (1981) die Zooplanktonproduktion auf 4400 ktC a^{-1} geschätzt, was 775 kt a^{-1} an N entspricht oder $9\text{-}15\%$ der Primärproduktion.

Das Zooplanktonwachstum findet im Modell fast ausschließlich in den küstennahen Bereichen statt. Daher beträgt die Bruttoproduktion von Zooplankton in der offenen

Ostsee im Modell nur etwa $4 \text{ gC m}^{-2} \text{ a}^{-1}$. Auch die Mengen von Zooplankton sind im Modell deutlich zu gering, so liegt ihre Konzentration im Rigaer Meerbusen im August bei $150\text{-}200 \text{ mg m}^{-3}$ Feuchtgewicht, während *Yurkovskis et al.* (1999) Werte zwischen 500 und 1000 mg m^{-3} angibt.

Respiration des Planktons

Phytoplankton respiriert im Modell täglich 1% seiner eigenen Biomasse. Das ist ein recht geringer Wert, *Jensen et al.* (1990) fand in einem dänischen Ästuar eine durchschnittliche Respiration von $0.76 \text{ mgO}_2 \text{ mgChl}^{-1} \text{ h}^{-1}$, was bei einer angenommenen Chlorophyllkonzentration von $2 \text{ mgChl mmolN}^{-1}$ einer Respiration von 15% pro Tag entspricht. *Olesen et al.* (1999) ermittelte eine Respiration von 29-32% pro Tag im Sommer im Rigaer Meerbusen. Tatsächlich wird im Modell offenbar die regenerierte Produktion, der Zyklus von Respiration und erneuter Assimilation deutlich unterschätzt, was auch die deutliche Unterschätzung der Primärproduktion erklärt.

Die Respiration des Zooplanktons steigt quadratisch mit seiner Konzentration und stellt in diesem Sinne einen Schließungsterm dar, die Zooplanktonrespiration simuliert auch die Respiration durch Fisch. Effektiv gelangt ein Viertel der Zooplankton-Biomasse über Respiration zurück in die Nährstoffpools und drei Viertel werden durch Mortalität in den Detritus-Pool überführt. Angesichts der hohen Respiration der Fische, siehe Kapitel 8, stellt diese Aufteilung vermutlich eine Unterschätzung der Respiration dar.

Planktonmortalität

Sowohl für Phytoplankton als auch für Zooplankton spielt der Fraßdruck die entscheidende Rolle für die Mortalität. Dennoch existiert auch eine natürliche Mortalität, zumeist durch virale Lysis, *Kimmance et al.* (2007). Diese weist Raten von unter 10% pro Tag auf.

Im Modell unterliegt Phytoplankton einer natürlichen Mortalität von 2% pro Tag. Die Mortalität des Zooplanktons stellt einen Schließungsterm dar, sie steigt, wie die Zooplanktonrespiration, quadratisch mit der Konzentration des Zooplanktons. Bei einer Zooplanktonkonzentration von 0.09 mmol m^{-3} (entspricht etwa 72 g m^{-3} Feuchtgewicht) beträgt sie 3% pro Tag. Tatsächlich entfällt die überwiegende Menge der Zooplanktonmortalität auf Fischfraß, siehe Kapitel 8.

Absinken von Detritus und Diatomäen

Da seine Dichte die Dichte des umgebenden Wassers übersteigt, sinkt Detritus zu Boden. Ebenso sinken Diatomäen, da sie ein Exoskelett aus Siliziumdioxid besitzen.

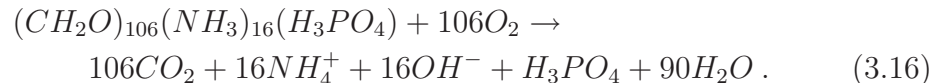
Die Sinkgeschwindigkeit ist von der Größe der Partikel und ihrer relativen Dichte gegenüber dem umgebenden Wasser abhängig und ergibt sich durch ein Gleichgewicht zwischen effektiver Gewichtskraft und Strömungswiderstand. Da in unserem Modell das Detritus nicht nach Größe unterschieden wird, sinkt es stets mit einer konstanten Geschwindigkeit von 4.5 m d^{-1} . Dies stellt einen Kompromisswert dar, die wahre Sinkgeschwindigkeit von Detritus variiert stark. So sinkt nach *Christiansen et al.* (2002a) das resuspendierte Detritus der “fluffy layer” mit Geschwindigkeiten von $25\text{--}75 \text{ m d}^{-1}$. Hingegen wurde für große Aggregate im Meeresschnee eine Sinkgeschwindigkeit von nur 1 m d^{-1} bestimmt, *Asper* (1987).

Passow (1991) bestimmte die mittlere Sinkgeschwindigkeit einiger Diatomäenspezies in der Ostsee zu $15\text{--}30 \text{ m d}^{-1}$, während andere sich nicht in Sinkstofffallen fanden. Für Diatomäen wird in ERGOM eine Sinkgeschwindigkeit von 0.5 m d^{-1} angenommen.

Remineralisierung in der Wassersäule

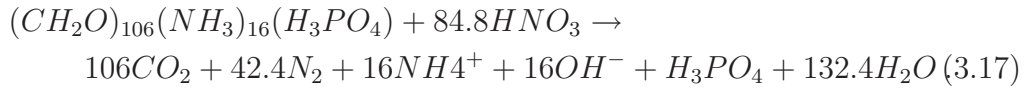
Während der Detritus zu Boden sinkt, beginnt bereits eine mikrobielle Zersetzung. Die Oxidation des im Detritus gebundenen Kohlenstoffs ist ein exothermer Prozess und wird daher von Destruenten ausgeführt. Je nach Verfügbarkeit der Oxidationsmittel variiert die gewonnene Energiemenge, so dass theoretisch eine klare Reihenfolge der Oxidationsmittel existiert. In der Realität überlappen sich allerdings die Bereiche, in denen verschiedene Oxidationsmittel verwendet werden, da auch die Habitate der auf die verschiedenen Mineralisierungsprozesse spezialisierten Mikroorganismen überlappen, *Schulz and Zabel* (2000).

Im Modell gibt es eine klare Reihenfolge. Falls Sauerstoff vorhanden ist, wird unter Reduktion von Sauerstoff remineralisiert. Da Detritus im Redfield-Verhältnis angenommen wird, lautet die Reaktionsgleichung (*Schulz and Zabel*, 2000):



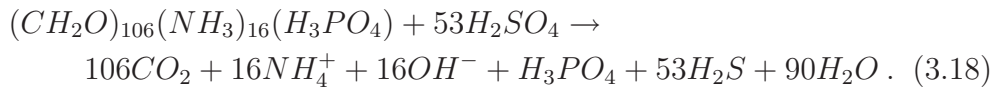
Ammonium und Phosphat werden freigesetzt und gelangen in die Wassersäule, CO_2 wird im Modell nicht berücksichtigt und verschwindet.

Ist kein Sauerstoff vorhanden, so wird zunächst Nitrat als Oxidationsmittel verwendet. Der Stickstoff im Nitrat wird dabei in drei Stufen reduziert, zunächst entsteht Nitrit, dann Salpetrige Säure, dann wird der Stickstoff in elementare Form reduziert, das gebildete N_2 gas aus. Insgesamt hat der Prozess die Reaktionsgleichung



Das freigesetzte Phosphat und das Ammonium gelangen in die Wassersäule. Da molekularer Stickstoff nicht als Modellvariable enthalten ist, stellt der Prozess eine Senke für Stickstoff im Modell dar.

Ist auch kein Nitrat als Oxidationsmittel vorhanden, so wird Sulfat reduziert. Dies ist in unserem Modell stets in ausreichendem Maße vorhanden. Als Reaktionsprodukt entsteht Schwefelwasserstoff, die Reaktionsgleichung in unserem Modell lautet



Schwefelwasserstoff taucht im Modell als negativer Sauerstoff auf, so dass keine gesonderte Zustandsvariable benötigt wird. Es wird also implizit angenommen, dass sich Sauerstoff und Schwefelwasserstoff, sobald sie in Kontakt geraten, gemäß der Reaktionsgleichung

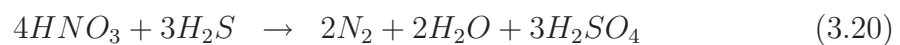


zu Sulfat (bzw. Schwefelsäure) verbinden. Diese Annahme kann deswegen getroffen werden, da praktisch die sauerstoffhaltige Schicht an der Oberfläche und die schwefelwasserstoffhaltige Schicht am Boden der Tiefenbecken durch eine nitrathaltige Schicht dazwischen getrennt ist.

Im Modell findet die Remineralisierung in der Wassersäule mit einer temperaturabhängigen Rate statt. Bei 0°C beträgt sie $3\% \text{ d}^{-1}$ und nimmt exponentiell mit der Temperatur zu. Bei 10°C beträgt sie $1.3\% \text{ d}^{-1}$, was bei einer Sinkgeschwindigkeit von 4.5 m d^{-1} bedeutet, dass beim Sinken des Detritus in eine Tiefe von 100 m ein Anteil von 26% in der Wassersäule remineralisiert wird. Ist die Wassersäule allerdings anoxisch, so läuft dieser Prozess nur mit einem Zehntel der Geschwindigkeit ab.

Chemoautolithotrophe Denitrifizierung

Treffen Nitrat und Schwefelwasserstoff (repräsentiert durch negativen Sauerstoff) aufeinander, so wird das Nitrat zu elementarem Stickstoff reduziert, der Schwefelwasserstoff jedoch zu Sulfat oxidiert:



Tatsächlich wurden im Gotlandtief die höchsten in-situ-Denitrifizierungsraten im Koexistenzgebiet von Nitrat und Schwefelwasserstoff gemessen, *Brettar and Rheinheimer* (1991). Im Modell werden pro Tag 10% des Nitrats, das sich in Gebieten mit H_2S befindet, zu N_2 reduziert. Im quantitativen Verhältnis zur Denitrifizierung in Sedimenten ist die Bedeutung dieses Prozesses jedoch gering.

Nitrifizierung

Durch Respiration ausgeschiedenes Ammonium kann, ebenso wie Nitrat, durch Phytoplankton assimiliert werden. Verweilt es jedoch lange genug in der Wassersäule, so wird es (falls Sauerstoff vorhanden ist) nitrifiziert gemäß folgender Reaktionsgleichung:



Die Nitrifizierungsrate im Modell ist temperaturabhängig, sie beträgt 10% d^{-1} bei 0°C und 30% d^{-1} bei 10°C Wassertemperatur.

Sedimentation

Sowohl Detritus als auch Eisenphosphat sinken innerhalb der Wassersäule. (Die Entstehung des Eisenphosphats wird in Abschnitt 3.2.1 erläutert.) Gelangen sie dabei auf den Boden, sedimentieren sie. Um den aus empirischen Messungen bekannten Anstieg der Konzentration von suspendiertem Material in Bodennähe zu repräsentieren, entspricht die Sedimentationsgeschwindigkeit aber nur der halben Sinkgeschwindigkeit. Sedimentation ist in unserem Modell zunächst nur als Sedimentation in die "fluffy layer" am Boden aufzufassen, denn sedimentierter Detritus kann leicht durch Resuspension wieder in die Wassersäule gelangen.

Resuspension

Für einen effektiven Sedimenttransport müssen zwei Voraussetzungen vorliegen: Zum einen muss das am Boden befindliche Sediment mobilisiert werden und in Suspension geraten. Dafür ist eine kritische Schubspannung am Boden zu überwinden, die vom Sedimenttyp abhängt. Zum anderen muss eine Strömung in der bodennahen Grenzschicht existieren, die das mobilisierte Sediment lateral advektiert. Die für die Mobilisierung von Sedimenten erforderliche Schubspannung kann durch Strömungen, aber im flachen Wasser vor allem auch durch die Einwirkung von Oberflächenwellen

entstehen, siehe auch die Diskussion in Abschnitt 2.7. Da die durch Oberflächenwellen verursachte horizontale Geschwindigkeitsamplitude und damit auch die Schubspannung nahezu exponentiell mit der Tiefe abnimmt, können Oberflächenwellen selbst bei Sturmereignissen nur bis in einer Tiefe von ca. 40 m effektiv zum Mobilisierungsprozess beitragen, und die Tiefenströmungen an sich sind in der Regel ebenfalls zu schwach dafür. Dass sich dennoch nicht alles Sediment in einer mittleren Tiefe ablagert, sondern einiges auch bis an die Ränder der Tiefenbecken transportiert wird, liegt auch an Bioresuspension, der Eintragung von Sedimentpartikeln in die Wassersäule durch wühlende Bodenorganismen. Hierfür stellt der Übergang zum suboxischen Bereich eine Barriere dar.

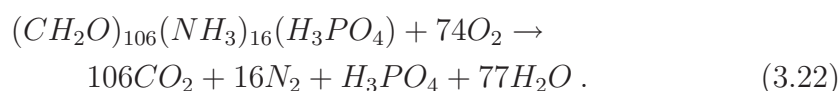
In ERGOM findet Erosion statt, falls die Reibungsgeschwindigkeit u_* den kritischen Wert von 0.4 cm s^{-1} überschreitet, was einer Schubspannung von 0.016 N m^{-2} entspricht, ein Wert, der für leicht erodierbare organische Sedimente (fluffy layer) geeignet ist, *Christiansen et al.* (2002a). In diesem Fall wird die Sedimentation von in der Wassersäule suspendiertem Detritus und Eisenphosphat unterbunden, und ein konstanter Anteil des in der aktiven Sedimentschicht befindlichen Detritus und Eisenphosphats geht pro Zeiteinheit in Suspension. Als Konstante wird hierfür in ERGOM 25% pro Stunde verwendet, was die kurzen Zeitskalen für Erosionsereignisse deutlich macht.

Als aktiver Teil des Sediments wird der oberste 1 cm betrachtet. In diesem nehmen wir einen Anteil von 10% Trockenmasse an, was einen Wert zwischen Feinsand und Schlamm entspricht. Somit entspricht die für den Detritus im Sediment verwendete Einheit mmol m^{-2} der Einheit $\mu\text{mol g}^{-1}$ Trockenmasse.

Remineralisierung im Sediment

Ebenso wie in der Wassersäule wird Detritus auch im Sediment remineralisiert. Ist das Wasser der untersten Modellzelle oxisch, so verläuft eine Redoxkline im Sediment. Ist es hingegen anoxisch, so wird das gesamte Sediment als anoxisch betrachtet.

Verläuft die Redoxkline im Sediment, so wird ein Teil des Detritus durch Oxidation mit Sauerstoff remineralisiert, ein anderer jedoch durch Denitrifizierung. Das für die Denitrifizierung benötigte Nitrat wird durch Nitrifizierung von bei der Remineralisierung freigesetztem Ammonium gewonnen. Es gilt folgende Reaktionsgleichung:



Der Beitrag dieses Prozesses zur Remineralisierung wird durch einen tiefenabhängi-

gen Parameter geregelt. In flachen Gebieten werden 85% des durch Remineralisierung entstandenen Ammoniums sofort nitrifiziert und denitrifiziert, in den Tiefenbecken jedoch nur 60%.

Verläuft die Redoxkline oberhalb des Sediments, kann keine Nitrifizierung stattfinden. In diesem Fall wird zunächst Nitrat als Oxidationsmittel verwendet, und bei dessen Abwesenheit Sulfat. Die chemischen Gleichungen sind dieselben wie im Fall der Remineralisierung in der Wassersäule (Gleichungen 3.17 und 3.18).

Die entstehenden Reaktionsprodukte (Ammonium, Phosphat, Schwefelwasserstoff) werden in die Wassersäule freigesetzt. Eine Ausnahme bildet Phosphat, ein Teil des bei der Mineralisierung freigesetzten Phosphats wird, falls die Redoxkline innerhalb des Sediments verläuft, in Form von Eisen(III)-Phosphat im Sediment gebunden, siehe Abschnitt 3.2.1.

Die Mineralisierungsrate im Sediment ist temperaturabhängig, bei einer Wassertemperatur in der untersten Gitterzelle von 0°C werden täglich 0.2% des Detritus remineralisiert, bei 10°C sind es 1.2% d⁻¹.

Bildung von Metallphosphaten im Sediment

Wird Phosphat durch Remineralisierung im Sediment freigesetzt, so gelangt nur ein Teil davon in die Wassersäule. Abhängig vom Verhältnis zwischen Eisen und Phosphor bildet sich schwer lösliches Eisen(III)-Phosphat. In unserem Modell werden 18% des Phosphats im Sediment zurückgehalten. Lediglich im Bottnischen Meerbusen erhöht sich dieser Wert auf 50%. Dies geschieht jedoch nur, wenn die Redoxkline im Sediment verläuft. Die Zustandsvariable "Eisenphosphat" stellt hier die gesamte Klasse der Metallphosphate dar, Phosphat bindet z.B. auch an Mangan, das ebenfalls von H₂S reduziert wird. Das Eisenphosphat kann, genau wie Sediment-Detritus, erodiert werden und in Suspension gelangen, sinkt dann und sedimentiert wieder.

Phosphatfreisetzung unter Anoxie

Verläuft die Redoxkline oberhalb des Sediments, d.h., befindet sich Schwefelwasserstoff über dem Sediment, so dient Eisen(III) als Elektronenakzeptor und wird zu Eisen(II) reduziert. Das entstehende Eisen(II)-Phosphat ist leicht wasserlöslich, so dass das vormals gebundene Phosphat in die Wassersäule gelangt. Die Menge des H₂S-löslichen Phosphors in der zentralen Ostsee wird in *Carman and Jonsson* (1991) auf ≤154 kt abgeschätzt, in *Malmaeus and Karlsson* (2012) auf 55-156 kt.

Vergrabung vom Phosphor und Stickstoff im Sediment

Phosphor in den Sedimenten existiert in verschieden stark gebundener Form und lässt sich klassifizieren nach den Säuren, die benötigt werden, um es wieder in Lösung zu bringen. *Carman and Jonsson* (1991) betont, dass andere Adsorptionsmechanismen als die Bindung an Eisen(III)-Ionen relevant für die zentrale Ostsee sind, da die Menge des H_2S -löslichen Phosphors nicht genügt, um zu erklären, dass die Konzentrationen von Phosphat in der Wassersäule nicht so stark ansteigen wie die Flusseinträge es erwarten ließen. Speziell die Bildung von Apatit wird als mögliche Senke für Phosphat in Betracht gezogen. Im Modell wird Phosphat im Sediment abhängig von seiner Konzentration immobilisiert. Die Immobilisierungsrate r , die den pro Zeiteinheit irreversibel gebundenen Anteil des im aktiven Sediment existierenden Phosphors angibt, ist, sofern seine Konzentration im Sediment den Schwellwert von 0.1 mol m^{-2} nicht übersteigt, bestimmt durch

$$r = \frac{S}{S_{\max}} \cdot 0.007 \text{ d}^{-1}, \quad (3.23)$$

wobei S die Sedimentkonzentration von Stickstoff darstellt und S_{\max} deren Maximalwert von 4.5 mol m^{-2} . Die Formel besagt, dass Phosphat in Sedimenten, die einen hohen Anteil organischen Materials aufweisen, schneller vergraben wird. Übersteigt die Phosphorkonzentration diesen Schwellwert, so steigt die Rate mit der Phosphorkonzentration an und berechnet sich nach

$$r = \left(1 + \frac{I - 0.1 \text{ mol m}^{-2}}{0.0045 \text{ mol m}^{-2}}\right) \frac{S}{S_{\max}} \cdot 0.007 \text{ d}^{-1}. \quad (3.24)$$

Dabei bezeichnet I die Sedimentkonzentration von Eisen(III)-Phosphat.

Detritus wird vergraben, sobald seine N-Konzentration im Oberflächensediment einen Wert von $S_{\max} = 4.5 \text{ mol m}^{-2}$ übersteigt, in diesem Fall gehen wir davon aus dass es sich um ein Akkumulationsgebiet handelt. Alles über die Konzentration von 4.5 mol m^{-2} hinaus im Sediment befindliche Detritus wird dann sofort vergraben.

Vergrabener Stickstoff und Phosphor werden im System nicht betrachtet, die Immobilisierungsprozesse stellen also eine Senke für die Elemente Stickstoff und Phosphor dar.

3.2.2 Im Modell nicht repräsentierte Prozesse

Makrophytenwachstum

Makrophyten sind Wasserpflanzen, die mit dem bloßen Auge sichtbar sind. Sowohl benthische als auch pelagische Makrophyten existieren in der Ostsee. Für benthische

Makrophyten ist die Verfügbarkeit von Sonnenlicht am Meeresboden ein entscheidendes Standortkriterium.

Makrophyten können erhebliche Nährstoffumsätze erzielen, so wurden in der Lagune von Venedig Wachstumsraten von $286 \text{ g m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ beobachtet. Dies entspricht einer Nettoprimärproduktion von $10\,000 \text{ gC m}^{-2} \text{ a}^{-1}$, also dem 90-fachen der Primärproduktion in der offenen Ostsee. Diese hohen Wachstumsraten sind allerdings auch auf die starke Eutrophierung zurückzuführen.

In der Ostsee werden häufig driftende Seegrasmatten beobachtet, *Lehvo and Bäck* (2001). In der Kieler Bucht wurde vor 1978 eine Biomasse von 40-45 kt *Fucus* beobachtet, was einer Konzentration von etwa 15 g m^{-2} an Feuchtgewicht bzw. 20 mmol m^{-2} an Stickstoff entspricht, *Vogt and Schramm* (1991). Auch im Verhältnis zur im Modell vorhandenen Konzentration von winterlichem DIN in Höhe von etwa 75 mmol m^{-2} kann der Nährstoffpool im *Fucus* also einen erheblichen Anteil darstellen. Allerdings schwankt der Stickstoffgehalt von Makrophyten stark, *Carlson* (1991) berichtet Schwankungen zwischen 0.5 und 1.71 mmolN pro Gramm Trockenmasse.

Andererseits verhält sich Seetang in derselben Weise wie Phytoplankton - Primärproduktion findet bei Verfügbarkeit von Licht und Nährstoffen statt, abgestorbener Seetang wird mineralisiert. Insofern kann man Makroalgen im Modell als nicht vernachlässigt, sondern in anderen funktionalen Gruppen von Phytoplankton enthalten ansehen.

DOM

Außer den im Modell repräsentierten Nährstoffpools

- DIN (gelöster anorganischer Stickstoff)
- PON (partikulärer organischer Stickstoff)
- DIP (gelöster anorganischer Phosphor)
- POP (partikulärer organischer Phosphor)

ist ein Anteil der organischen Materie auch in gelöster Form im Meerwasser enthalten. Bereits durch Flusseinträge gelangen erhebliche Mengen an DON und DOP in die Ostsee, so sind nach *Stepanaukas et al.* (2002) 41% der sommerlichen Stickstoffeinträge und 18% der Phosphoreinträge in gelöster organischer Form. Von diesen sind wiederum ~30% bzw. ~75% bioverfügbar und der Rest bioinert.

In unserem Modell werden der bioverfügbare Anteil des DON dem DIN-Pool zugeschlagen und der bioverfügbare Anteil der DOP-Pools dem DIP. Die bioinerten Anteile von DON und DOP bleiben unberücksichtigt, so dass das Modell keine Aussage über TN- oder TP-Konzentrationen liefert.

Microbial loop

Zwar sind mikrobielle Prozesse im Modell aufgelöst, aber die zugehörige Bakterienbiomasse wird nicht aufgelöst. Für einen Prozess nötige Bakterien werden stets als in ausreichender Menge vorhanden angenommen.

Nun macht die Assimilation von Bakterienbiomasse allerdings einen Beitrag zum Nährstoffzyklus aus, da über diesen "microbial loop" Nahrung auch in die höheren trophischen Stufen gelangt, wenn die Bakterien gefressen werden. Dieser Effekt ist im Modell nicht berücksichtigt.

Kohlenstoffzyklus

Das Modell löst den Kohlenstoffzyklus nicht auf, so gibt es keine Alkalinität als Zustandsvariable im Modell. Für den stark an den Kohlenstoffzyklus gekoppelten Sauerstoffzyklus wird stets ein konstantes molares Verhältnis zwischen Kohlenstoff und Stickstoff angenommen, das dem Redfield-Verhältnis von 6.625:1 entspricht.

Vernachlässigt wird hierbei insbesondere die Bildung transparenter Exopolymere. Diese Kohlenhydrate werden von Phytoplankton in die Wassersäule abgegeben, adsorbieren an sinkenden Partikeln und gelangen so ins Sediment. Nach *Passow* (2002) sind diese Partikel zumeist im gleichen Größen- und Abundanzbereich zu finden wie das sie erzeugende Phytoplankton selbst, weisen aber ein deutlich höheres C:N-Verhältnis auf. Auf diese Weise lassen sich C:N-Verhältnisse in den Sedimenten erklären, die das Redfield-Verhältnis deutlich übersteigen, so finden sich z.B. in *Emeis et al.* (2002) und *Aigars and Carman* (2001) Werte von 10-15 im Oberflächensediment.

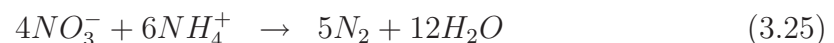
Direkte Denitrifizierung im Sediment

Im Zusammenhang damit steht auch die Vernachlässigung der direkten Denitrifizierung von Nitrat im Sediment. Denitrifizierung in Sedimenten, über denen das Bodenwasser Sauerstoff enthält, findet in unserem Modell nur in der Weise statt, dass das freigesetzte Ammonium nitrifiziert und denitrifiziert wird. Dies allein kann

jedoch den Sauerstoffbedarf für die Oxidation des Kohlenstoffs nicht decken, so dass trotz Denitrifizierung fast 70% des Kohlenstoffs mit Sauerstoff oxidiert wird. Es ist jedoch auch möglich, dass statt des hinzutretenden Sauerstoffs Nitrat aus der Wassersäule als Oxidationsmittel verwendet wird, sofern dieses in hoher Konzentration vorhanden ist. Ist Kohlenstoff im Sediment über das Redfield-Verhältnis hinaus vorhanden, wie im Falle sedimentierender Kohlenhydrate, so erhöht sich der Bedarf an Oxidationsmitteln, was diesen Pfad der Oxidation trotz leicht geringeren Energiegewinns für Mikroorganismen attraktiv macht. Die auch in oxischen Gebieten mögliche direkte Denitrifizierung des Nitrats aus der Wassersäule durch Diffusion unter die Redoxkline im Sediment kann besonders zur Retention von Stickstoff in Ästuaren beitragen, da dort die Nitratkonzentration hoch und das Wasser flach ist. Beide Prozesse (direkte Denitrifizierung und gekoppelte Nitrifizierung-Denitrifizierung) lassen sich isotopisch voneinander unterscheiden, *Korth et al.*

Anammox und DNRA

Ein weiterer nicht im Modell enthaltener Denitrifizierungsprozess ist die anaerobe Ammoniumoxidation (Anammox). Sind sowohl Ammonium als auch Nitrat an einem Ort vorhanden, so kann das Nitrat reduziert und das Ammonium oxidiert werden, wobei molekularer Stickstoff entsteht:



Anammox wurde im Finnischen Meerbusen beobachtet, *Hietanen* (2007), allerdings trug er unter 20% zur totalen Erzeugung von N_2 bei, wurde also durch die Denitrifizierung dominiert.

Ein weiterer Prozess, der im Modell nicht berücksichtigt wird, ist die Dissimilatorische Nitratreduktion zu Ammonium (DNRA). Dieser Prozess ist ein Alternativprozess zur Denitrifizierung, hierbei wird Nitrat nicht zu molekularem Stickstoff, sondern sofort weiter zu Ammonium reduziert. Somit bleibt der Stickstoff in bioverfügbarer Form im Ökosystem vorhanden. Der Prozess wurde in der Ostsee beobachtet, allerdings mit sehr geringen Raten im Vergleich zur Denitrifizierung, *Jäntti et al.* (2011).

Bodenfracht

Der Transport von Sedimenten passiert in unserem Modell stets durch Sedimentation und Resuspension, das heißt, die Partikel werden mit dem umgebenden Wasser advektiert. In der Realität stellt jedoch auch die Bodenfracht (bed load transport)

einen entscheidenden Beitrag zum Sedimenttransport dar, *Kuhrts et al.* (2004). Mittels dieser können auch Detrituspartikel, die an größere Körner, die sich nicht von den im Modell angenommenen geringen Schubspannungen suspendieren lassen, angelagert sind, transportiert werden. Die für die Resuspension verwendete Annahme, dass die geringe Strömung von 4 cm s^{-1} genügt, um nach und nach allen Detritus und alles Eisenphosphat zu suspendieren, stellt letztlich eine Parametrisierung des Bodenfrachttransports dar, der ja in dieselbe Richtung wie die bodennahe Strömung verläuft.

Kapitel 4

Beschreibung des Verfahrens zur Markierung von Nährstoffen

4.1 Markierung nach Eintragsquelle

Eine interessante Möglichkeit, mit dem Modell spezifische Fragen zu untersuchen, ergibt sich durch die Verfolgung bestimmter Elemente im Ökosystem. Wir wollen insbesondere die Ausbreitungswege von Stickstoff und Phosphor, die aus bestimmten Flüssen oder durch Fixierung von Stickstoff eingetragen werden, identifizieren. Dabei handelt es sich also um eine Markierung nach Eintragsquelle. Bildlich kann man sich vorstellen, dass z.B. alle durch die Oder eingetragenen Stickstoffatome, seien sie im Nitrat oder in Phytoplankton gebunden, “blau” markiert werden. Sie behalten ihre Farbe dann für immer, egal welche Prozesse sie durchlaufen, ob sie z.B. als Detritus im Sediment abgelagert werden und später durch Mineralisierung erneut in die Wassersäule gelangen.

Für jeden Tracer T_i sei \tilde{T}_i die Konzentration des Tracers T_i , der das markierte Element \tilde{e}_j enthält. (Beispiel: \tilde{T}_8 ist Zooplankton mit blauem Stickstoff.) Das ergibt natürlich nur für Tracer Sinn, für die $c_{ij} \neq 0$ gilt. Für den Anteil des markierten Tracers am Gesamttracer gilt dann

$$0 \leq \frac{\tilde{T}_i}{T_i} \leq 1. \quad (4.1)$$

Zwei vereinfachende Annahmen sind nötig, um Bewegungsgleichungen für die \tilde{t}_i herzuleiten.

Die erste Annahme betrifft die Aufnahme von markiertem und unmarkiertem Element durch Ökosystemprozesse. Hier vernachlässigen wir die isotopische Zusammensetzung und nehmen vereinfachend an, dass markierte und unmarkierte Tracer

in derselben Weise die Prozesse durchlaufen, also keine Fraktionierung vorkommt. Betrachten wir dazu die Gesamtmenge S_{jk} eines Elements j , die in den Prozess k eingeht. Es gilt

$$S_{jk} = p_k \sum_i s_{ik} c_{ij} . \quad (4.2)$$

Jeder markierte Tracer durchläuft den Prozess im selben Verhältnis, in dem er insgesamt vorhanden ist, nämlich \tilde{T}_i/T_i . Es gilt also

$$\tilde{s}_{ik} = s_{ik} \frac{\tilde{T}_i}{T_i} . \quad (4.3)$$

Somit ergibt sich folgende Aufnahmerate \tilde{S}_{jk} des markierten Elements durch den Prozess:

$$\tilde{S}_{jk} = p_k \sum_i s_{ik} c_{ij} \frac{\tilde{T}_i}{T_i} \quad (4.4)$$

Für den Anteil des markierten Elements, der im Prozess zur Verfügung steht, gilt also

$$\frac{\tilde{S}_{jk}}{S_{jk}} = \frac{\sum_i s_{ik} c_{ij} \frac{\tilde{T}_i}{T_i}}{\sum_i s_{ik} c_{ij}} . \quad (4.5)$$

Die zweite Annahme lautet, dass bei einem Prozess p_k markierte und nichtmarkierte Elemente der Ausgangsstoffe homogen vermischt und gleichmäßig auf die Reaktionsprodukte aufgeteilt werden. Analog zum Term S_{jk} definieren wir einen Term Q_{jk} , der die Gesamtmenge des Elements j beschreibt, die vom Prozess freigesetzt wird. Ist der Prozess k in Bezug auf das Element j ein reiner Umwandlungsprozess, so gilt $Q_{jk} = S_{jk}$. Im Allgemeinen gilt:

$$Q_{jk} = p_k \sum_i q_{ik} c_{ij} . \quad (4.6)$$

Unterscheiden wir drei Fälle. Im ersten Fall sei $Q_{jk} = S_{jk}$. Dann stellt der Prozess weder Quelle noch Senke für das Element j dar, die Menge des markierten Tracers und damit ihr Verhältnis zur Gesamtmenge muss also ebenfalls erhalten bleiben. Sie wird gleichmäßig auf alle Reaktionsprodukte aufgeteilt, so dass gilt:

$$\begin{aligned} \tilde{q}_{ik} &= q_{ik} \frac{\tilde{S}_{jk}}{S_{jk}} \\ &= q_{ik} \frac{\sum_i s_{ik} c_{ij} \frac{\tilde{T}_i}{T_i}}{\sum_i s_{ik} c_{ij}} . \end{aligned} \quad (4.7)$$

Im zweiten Fall sei $Q_{jk} < S_{jk}$. Hier stellt der Prozess eine Senke für das Element j dar. Dann stellt er gleichermaßen eine Senke für das markierte Element dar. Da das Verhältnis stets gleich bleibt, gilt Gleichung 4.7 auch in diesem Fall.

Im dritten Fall schließlich gelte $Q_{jk} > S_{jk}$. Der Prozess stellt also eine Quelle für das Element j dar. Er soll aber, sofern nicht explizit verlangt, keine Quelle für das markierte Element sein, da der Zweck der Markierung ja darin besteht, das Element einer bestimmten Quelle zuzuordnen. Folglich bleibt nicht das Verhältnis, sondern die Gesamtmenge des markierten Elements konstant. Es gilt dann:

$$\begin{aligned}\tilde{q}_{ik} &= q_{ik} \frac{\tilde{S}_{jk}}{Q_{jk}} \\ &= q_{ik} \frac{\sum_i s_{ik} c_{ij} \frac{\tilde{T}_i}{T_i}}{\sum_i q_{ik} c_{ij}}\end{aligned}\quad (4.8)$$

Im Allgemeinen lässt sich also \tilde{q}_{ik} bestimmen als

$$\begin{aligned}\tilde{q}_{ik} &= q_{ik} \frac{\tilde{S}_{jk}}{\max(S_{jk}, Q_{jk})} \\ &= q_{ik} \frac{\sum_i s_{ik} c_{ij} \frac{\tilde{T}_i}{T_i}}{\max(\sum_i s_{ik} c_{ij}, \sum_i q_{ik} c_{ij})}.\end{aligned}\quad (4.9)$$

Mit den Gleichungen 4.3 und 4.9 sind die Bewegungsgleichungen für die markierten Tracer bestimmt.

Um die Darstellung zu vereinfachen, definieren wir nun einen zusätzlichen Pseudo-Prozess \tilde{k} mit der Umsatzrate

$$\begin{aligned}p_{\tilde{k}} &= p_k \frac{\tilde{S}_{jk}}{\max(S_{jk}, Q_{jk})} \\ &= p_k \frac{\sum_i s_{ik} c_{ij} \frac{\tilde{T}_i}{T_i}}{\max(\sum_i s_{ik} c_{ij}, \sum_i q_{ik} c_{ij})}.\end{aligned}\quad (4.10)$$

Dieser stellt einen Sub-Prozess dar, in dem die markierten Tracer umgewandelt werden. Dann lassen sich die Bewegungsgleichungen für \tilde{T}_i bestimmen durch

$$\tilde{q}_{ik} = 0, \quad (4.11)$$

$$\tilde{q}_{i\tilde{k}} = q_{ik}, \quad (4.12)$$

$$\tilde{s}_{ik} = s_{ik} \frac{\tilde{T}_i}{T_i}, \quad (4.13)$$

$$\tilde{s}_{i\tilde{k}} = 0. \quad (4.14)$$

Es ergibt sich die Gleichung

$$\frac{\partial}{\partial t} \tilde{e}_j = \sum_i c_{ij} \sum_k \left(p_k q_{ik} - p_k s_{ik} \frac{\tilde{T}_i}{T_i} \right). \quad (4.15)$$

Es ist hier anzumerken, dass man ebensogut Bewegungsgleichungen für den Anteil \tilde{T}_i/T_i des markierten Tracers an der Gesamttracerkonzentration hätte aufstellen können wie für die Größe \tilde{T}_i selbst. Dies erschiene vielleicht intuitiver. Der Grund, \tilde{T}_i zu wählen, liegt darin begründet, dass das Advektions- und Diffusionsschema des physikalischen Modells nur für volumenspezifische Größen anwendbar ist.

4.2 Altersverfolgung

Zur Abschätzung der Zeitskalen, auf denen markierte Elemente im Ökosystemmodell von der Quelle bis zur Senke gelangen, bietet es sich an, ihnen ein ‘Alter’ zuzuordnen, da neben dem Eintragsort auch der Zeitpunkt des Nährstoffeintrages im Modell im Prinzip bekannt ist. Dieses “Alter” wird auf null gesetzt, sobald das Element in das Modell eintritt. Danach “altert” das Element, d.h. sein Alter wächst linear mit der Zeit.

In einem Lagrangeschen Modell, in dem ausgewählte Partikel im Raum verfolgt werden, könnte jedes betrachtete eingetragene Molekül ein eigenes ‘Alter’ besitzen. Da es sich bei unserem Modell aber um ein Eulersches Modell handelt, Ökosystemkomponenten also in Form von Konzentrationen und nicht in Form von einzelnen Teilchen repräsentiert werden, beschränken wir uns auf ein mittleres Alter des gesamten markierten Elements in einer Box.

Um dies zu verfolgen, wird in das Modell für das markierte Element ein zusätzlicher Alterstracer eingeführt. Sinnvoll erscheint zunächst ein Tracer $a_j(x, y, z, t)$, der das Alter des markierten Elements j angibt. Dieser bringt aber das Problem mit sich, dass sein Volumenintegral keine extensive Größe darstellt. Um die Advektions- und Diffusionsschemata aus dem physikalischen Modell zu nutzen, müssen aber alle verwendeten Tracer volumenspezifische Größen sein. Wir führen daher die Größe $A_j(x, y, z, t)$ ein, die definiert ist als das Produkt aus \tilde{e}_j und seinem Durchschnittsalter a_j :

$$A_j = a_j \tilde{e}_j \quad (4.16)$$

Nehmen wir zunächst an, dass keine Quellen für das markierte Element existieren und es auch nicht diffusiv vermischt wird. Für das Alter des Elements im mitgeführten

Wasserpaket gilt dann, dass es mit der Zeit wächst:

$$\frac{d}{dt}a_j = \frac{\partial}{\partial t}a_j + \vec{v} \cdot \nabla a_j = 1 \quad (4.17)$$

Für den extensiven Tracer A_j ergibt sich somit nach der Kettenregel folgende Bewegungsgleichung:

$$\frac{d}{dt}A_j = \frac{\partial}{\partial t}A_j + \vec{v} \cdot \nabla A_j = \tilde{e}_j - a_j \sum_k p_k (\tilde{S}_{jk} - \tilde{Q}_{jk}) \quad (4.18)$$

Der erste Term beschreibt eine Alterung des vorhandenen Elements, der zweite Term eine Reduzierung des extensiven Alterstracers A_j durch eine Senke für das markierte Element. Es wird hierbei die implizite Annahme verwendet, dass die Vernichtungsrate $p_k(\tilde{S}_{jk} - \tilde{Q}_{jk})$ jeweils unabhängig vom Alter des vernichteten Tracers ist.

Nehmen wir nun an, dass auch Quellen für das markierte Element existieren. Da das durch sie eingebrachte Element definitionsgemäß ein Alter von null hat, beeinflussen sie den extensiven Alterstracer nicht. (Das Durchschnittsalter a_j hingegen wird durch sie gesenkt.) Gleichung 4.18 gilt also auch in diesem Fall.

Wird das markierte Element diffusiv vermischt, so wird natürlich auch sein Alter vermischt. Aufgrund der Wahl von A_j als Alterstracer weist er dieselbe Diffusivität auf wie das Element e_j selbst. Dies wird in *Deleersnijder et al.* (2001) bewiesen. Somit lautet die vollständige Bewegungsgleichung für den Tracer A_j (vgl. 3.12):

$$\frac{d}{dt}A_j = \frac{\partial}{\partial t}A_j + \vec{v} \cdot \nabla A_j = \tilde{e}_j - a_j \sum_k p_k (\tilde{S}_{jk} - \tilde{Q}_{jk}) + \mathbf{L}A_j \quad (4.19)$$

Der Beweis wird im folgenden Abschnitt für allgemeine Eigenschaften eines Elements geführt, wobei sein Alter einen Spezialfall darstellt.

4.3 Mögliche weitere Attributierung der Nährstoffe

Das Alter, also die seit dem Eintritt in das Ökosystem vergangene Zeit, stellt letztlich eine Eigenschaft der in einem Wasserpaket vorhandenen Atome dar. (Streng genommen ist es eine Eigenschaft der Atomkerne, denn z.B. der markierte Stickstoff kann sich in Molekülen oder auch in Ionen befinden. Lediglich die Atomkerne bleiben erhalten, wenn z.B. Ammonium in Nitrat verwandelt wird. Vereinfachend wird hier dennoch von einer Eigenschaft von "Atomen" gesprochen, auch wenn eigentlich die Atomkerne im Modell verfolgt werden.)

Als Mittelwert über alle dort befindlichen Atome ergibt sich ein mittleres Alter z.B. des Phosphors im Wasserpaket.

Nun ist jedoch zu unterscheiden zwischen der Änderung des Alters der Atome und der Änderung des mittleren Alters im Wasserpaket, denn aus dem Wasserpaket können Atome heraus- und solche anderen Alters hineindiffundieren.

Das Alter stellt eine intensive Eigenschaft dar, das heißt, haben zwei Atome dasselbe Alter, so hat das System aus beiden dasselbe Alter. Im Gegensatz dazu ist die Masse eine extensive Eigenschaft, haben zwei Atome dieselbe Masse, so hat das System aus beiden die doppelte Masse.

Eine Eigenschaft τ sei eine intensive Eigenschaft von Partikeln. Sie erfülle, wie das Alter, folgende Bedingung: Die Änderung der Eigenschaft $\frac{d}{dt}\tau$ eines Partikels ist von der Eigenschaft selbst unabhängig.

Wir betrachten ein markiertes Element, das sich nach der Gleichung

$$\frac{d}{dt}\tilde{e}_j = \frac{\partial}{\partial t}\tilde{e}_j + \vec{v} \cdot \nabla \tilde{e}_j = \sum_i c_{ij} \sum_k \left(p_{\tilde{k}} q_{ik} - p_k s_{ik} \frac{\tilde{T}_i}{T_i} \right) + \mathbf{L}\tilde{e}_j \quad (4.20)$$

$$= - \sum_k p_k (\tilde{S}_{jk} - \tilde{Q}_{jk}) + \mathbf{L}\tilde{e}_j \quad (4.21)$$

bewegt. Hierbei ist zu beachten, dass stets $\tilde{S}_{jk} \geq \tilde{Q}_{jk}$ gilt, der Term $\hat{S}_{jk} = \tilde{S}_{jk} - \tilde{Q}_{jk}$ also eine effektive Senke und niemals eine Quelle darstellt. Die Atome dieses Elements mögen eine Eigenschaft τ aufweisen, deren Wert sich nach einem Gesetz der Form

$$\frac{d}{dt}\tau = F(x, y, z, t), \quad (4.22)$$

also unabhängig von τ , ändert.

Unter diesen Voraussetzungen gilt folgendes: Das Produkt $\alpha_j = \tilde{e}_j \bar{\tau}$ aus der Konzentration des markierten Elements \tilde{e}_j und dem Mittelwert der Eigenschaft τ der Atome im Wasserpaket, $\bar{\tau}$, genügt folgender Bewegungsgleichung:

$$\frac{d}{dt}\alpha_j = \frac{\partial}{\partial t}\alpha_j + \vec{v} \cdot \nabla \alpha_j = \tilde{e}_j \frac{d}{dt}\tau - \bar{\tau} \sum_k p_k (\hat{S}_{jk}) + \mathbf{L}\alpha_j. \quad (4.23)$$

Hierbei ist zu unterscheiden zwischen der Zeitableitung für ein Atom des markierten Elements, $\frac{d}{dt}\tau$, und der Zeitableitung für das Wasserpaket, $\frac{d}{dt}\bar{\tau}$, die ein Herein- und Herausdiffundieren von Atomen berücksichtigt.

Der Beweis, der in *Deleersnijder et al.* (2001) für den Spezialfall der Eigenschaft des Alters ($\frac{d}{dt}\tau = 1$) geführt wird, soll hier in allgemeiner Form nachvollzogen werden.

Es sei $N(x_0, y_0, z_0, \tau_0, t)$ die Stoffmenge aller markierter Atome, für die gilt:

$$x_0 - \Delta x/2 < x < x_0 + \Delta x/2, \quad (4.24)$$

$$y_0 - \Delta y/2 < y < y_0 + \Delta y/2, \quad (4.25)$$

$$z_0 - \Delta z/2 < z < z_0 + \Delta z/2, \quad (4.26)$$

$$\tau_0 - \Delta \tau/2 < \tau < \tau_0 + \Delta \tau/2. \quad (4.27)$$

Es sei die Stoffmengenkonzentration im Phasenraum der 4 Dimensionen x, y, z und τ also definiert als

$$\tilde{\rho}(x_0, y_0, z_0, \tau_0) = \lim_{\Delta x \rightarrow 0, \Delta y \rightarrow 0, \Delta z \rightarrow 0, \Delta \tau \rightarrow 0} \frac{N}{\Delta x \Delta y \Delta z \Delta \tau} \quad (4.28)$$

Für die Stoffmengenbilanz im oben genannten Intervall ergibt sich dann

$$\begin{aligned} \frac{\partial}{\partial t} N &= \Delta x \Delta y \Delta z \Delta \tau \frac{\partial}{\partial t} \tilde{\rho} \\ &= \Delta x \Delta y \Delta z \Delta \tau (Q_{\tau_0} - S_{\tau_0}) \\ &\quad + \Delta y \Delta z \Delta \tau (F_x(x = x_0 - \Delta x/2) - F_x(x = x_0 + \Delta x/2)) \\ &\quad + \Delta x \Delta z \Delta \tau (F_y(y = y_0 - \Delta y/2) - F_y(y = y_0 + \Delta y/2)) \\ &\quad + \Delta x \Delta y \Delta \tau (F_z(z = z_0 - \Delta z/2) - F_z(z = z_0 + \Delta z/2)) \\ &\quad + \Delta x \Delta y \Delta z (F_\tau(\tau = \tau_0 - \Delta \tau/2) - F_\tau(\tau = \tau_0 + \Delta \tau/2)). \end{aligned} \quad (4.29)$$

Hierbei stellen F_x, F_y und F_z Flussdichten im physikalischen Raum dar. F_τ beschreibt den Fluss in τ -Richtung, also die Änderung der Eigenschaft τ der einzelnen Atome an diesem Ort. Da diese unabhängig von τ selbst ist, ist die Propagation in τ -Richtung eine dispersionsfreie Advektion.

Die Terme Q_{τ_0} und S_{τ_0} beschreiben Quellen und Senken des markierten Elements im betrachteten Phasenraumintervall. Betrachten wir den Spezialfall des Alters, so existiert nur für $\tau = 0$ ein Quellterm, da das Element definitionsgemäß beim Eintritt ins System ein Alter von 0 aufweist.

Bilden wir den Limes $\Delta x \rightarrow 0, \Delta y \rightarrow 0, \Delta z \rightarrow 0, \Delta \tau \rightarrow 0$:

$$\begin{aligned} \frac{\partial}{\partial t} \tilde{\rho} &= Q_{\tau_0} - S_{\tau_0} - \frac{\partial}{\partial x} F_x - \frac{\partial}{\partial y} F_y - \frac{\partial}{\partial z} F_z - \frac{\partial}{\partial \tau} F_\tau \\ &= Q_{\tau_0} - S_{\tau_0} - \nabla \vec{F} - \frac{\partial}{\partial \tau} F_\tau. \end{aligned} \quad (4.30)$$

Der räumliche Fluss der Partikel wird durch zwei Prozesse beschrieben, zum einen durch Advektion mitsamt dem umgebenden Wasser, zum anderen durch Diffusion. Nach dem Fickschen Gesetz ist diese proportional zum Gradienten der Konzentration, folglich ergibt sich

$$\vec{F} = \vec{v} \tilde{\rho} - \mathbf{K} \nabla \tilde{\rho}, \quad (4.31)$$

wobei \vec{v} die Strömungsgeschwindigkeit darstellt und \mathbf{K} den Tensor der (turbulenten) Diffusivität, der für alle Tracer derselbe ist. Er ergibt sich aus Gleichung 4.21 nach

$$\nabla \mathbf{K} \nabla = \mathbf{L}. \quad (4.32)$$

Der Fluss in τ -Richtung wird durch die Änderung der Eigenschaft τ der Atome bewirkt,

$$F_\tau = \tilde{\rho} \frac{\mathbf{d}}{\mathbf{d}t} \tau \quad (4.33)$$

Für die Phasenraumdichte $\tilde{\rho}(x, y, z, \tau)$ ergibt sich somit folgende Bewegungsgleichung:

$$\frac{\partial}{\partial t} \tilde{\rho} = Q_\tau - S_\tau - \nabla(\tilde{\rho} \vec{v}) + \mathbf{L} \tilde{\rho} - \frac{\partial}{\partial \tau} \left(\tilde{\rho} \frac{\mathbf{d}}{\mathbf{d}t} \tau \right) \quad (4.34)$$

oder, unter Verwendung der Boussinesq-Approximation und somit Volumenerhaltung, $\nabla \vec{v} = 0$,

$$\frac{d}{dt} \tilde{\rho} = \frac{\partial}{\partial t} \tilde{\rho} + \vec{v} \cdot \nabla \tilde{\rho} = Q_\tau - S_\tau + \mathbf{L} \tilde{\rho} - \frac{\partial}{\partial \tau} \left(\tilde{\rho} \frac{\mathbf{d}}{\mathbf{d}t} \tau \right). \quad (4.35)$$

Diese Bewegungsgleichung bietet die Grundlage für die weiteren Betrachtungen.

Integrieren wir sie über τ .

$$\frac{d}{dt} \tilde{e}_j = \int_{-\infty}^{\infty} d\tau \frac{d}{dt} \tilde{\rho} = \int_{-\infty}^{\infty} d\tau (Q_\tau - S_\tau) + \mathbf{L} \int_{-\infty}^{\infty} d\tau \tilde{\rho} - \left(\frac{\mathbf{d}}{\mathbf{d}t} \tau \right) [\tilde{\rho}]_{\tau=-\infty}^{\infty} \quad (4.36)$$

Wir haben hier verwendet, dass $\frac{\mathbf{d}}{\mathbf{d}t} \tau$ unabhängig von τ ist. Der letzte Term verschwindet, da wir annehmen dass die Eigenschaft τ beschränkt bleibt, es gilt dann

$$\lim_{\tau \rightarrow \pm\infty} \tilde{\rho} = 0 \quad (4.37)$$

So ergibt sich die Voraussetzung, Gleichung 4.21

$$\frac{d}{dt} \tilde{e}_j = \int_{-\infty}^{\infty} d\tau \frac{d}{dt} \tilde{\rho} = - \sum_k p_k \hat{S}_{jk} + \mathbf{L} \tilde{e}_j \quad (4.38)$$

mit

$$Q_\tau = 0, \quad (4.39)$$

$$\int_{-\infty}^{\infty} d\tau S_\tau = \sum_k p_k \hat{S}_{jk}. \quad (4.40)$$

Das mittlere Alter $\bar{\tau}$ im Wasserpaket ergibt sich offensichtlich als

$$\bar{\tau} = \frac{\int_{-\infty}^{\infty} d\tau \tau \tilde{\rho}}{\int_{-\infty}^{\infty} d\tau \tilde{\rho}}. \quad (4.41)$$

Da der Nenner des obigen Ausdrucks gleich \tilde{e}_j ist, ergibt sich aus der Definition $\alpha_j = \tilde{e}_j \bar{\tau}$ folglich

$$\alpha_j = \int_{-\infty}^{\infty} d\tau \tau \tilde{\rho}. \quad (4.42)$$

Da τ beschränkt ist, gilt insbesondere

$$\lim_{\tau \rightarrow \pm\infty} \tau \tilde{\rho} = 0, \quad (4.43)$$

und das Integral existiert.

Wir multiplizieren nun Gleichung 4.35 mit τ und integrieren über τ , es ergibt sich

$$\begin{aligned} \int_{-\infty}^{\infty} d\tau \frac{d}{dt} \tau \tilde{\rho} &= \int_{-\infty}^{\infty} d\tau \left(-\tau S_{\tau} + \mathbf{L} \tau \tilde{\rho} - \tau \frac{\partial}{\partial \tau} \left(\tilde{\rho} \frac{\mathbf{d}}{\mathbf{d}t} \tau \right) \right) \\ \frac{d}{dt} \alpha_j &= - \int_{-\infty}^{\infty} d\tau \tau S_{\tau} + \mathbf{L} \alpha_j - \left(\frac{\mathbf{d}}{\mathbf{d}t} \tau \right) \int_{-\infty}^{\infty} d\tau \tau \frac{\partial}{\partial \tau} \tilde{\rho}. \end{aligned} \quad (4.44)$$

Partielle Integration liefert

$$\frac{d}{dt} \alpha_j = - \int_{-\infty}^{\infty} d\tau \tau S_{\tau} + \mathbf{L} \alpha_j - \left(\frac{\mathbf{d}}{\mathbf{d}t} \tau \right) \left([\tau \tilde{\rho}]_{\tau=-\infty}^{\infty} - \int_{-\infty}^{\infty} d\tau \tilde{\rho} \right), \quad (4.45)$$

einsetzen der Randbedingung 4.43 ergibt

$$\frac{d}{dt} \alpha_j = - \int_{-\infty}^{\infty} d\tau \tau S_{\tau} + \mathbf{L} \alpha_j + \left(\frac{\mathbf{d}}{\mathbf{d}t} \tau \right) \tilde{e}_j. \quad (4.46)$$

Wir bestimmen nun S_{τ} aus Gleichung 4.40. Dazu nehmen wir an, dass die Senke S_{τ} die Atome unabhängig von ihrer Eigenschaft τ aus dem System entfernt, d.h. $S_{\tau} = \tilde{\rho} S_{const}(x, y, z, t)$.

$$\begin{aligned} \int_{-\infty}^{\infty} d\tau \rho S_{const} &= \sum_k p_k \hat{S}_{jk} \\ \tilde{e}_j S_{const} &= \sum_k p_k \hat{S}_{jk} \\ \Rightarrow S_{\tau} &= \tilde{\rho} \frac{\sum_k p_k \hat{S}_{jk}}{\tilde{e}_j}. \end{aligned} \quad (4.47)$$

Die Gleichung 4.46 wird somit zu

$$\begin{aligned}\frac{d}{dt}\alpha_j &= -\frac{\sum_k p_k \hat{S}_{jk}}{\tilde{e}_j} \int_{-\infty}^{\infty} d\tau \tau \tilde{\rho} + \mathbf{L}\alpha_j + \left(\frac{d}{dt}\tau\right) \tilde{e}_j \\ &= -\bar{\tau} \sum_k p_k \hat{S}_{jk} + \mathbf{L}\alpha_j + \left(\frac{d}{dt}\tau\right) \tilde{e}_j .\end{aligned}\quad (4.48)$$

Damit ist die Behauptung 4.23 bewiesen und eine Bewegungsgleichung für den Alterstracer hergeleitet.

Dass die Größe α_j (im Gegensatz zu $\bar{\tau}$) derselben Diffusivität unterliegt wie \tilde{e}_j , ermöglicht es, sie als Zustandsvariable im numerischen Strömungsmodell zu nutzen. Der lokale Wert der Eigenschaft $\bar{\tau}$ lässt sich dann stets als Quotient α_j/\tilde{e}_j erhalten.

In unserem Modell wurde das Alter, also die seit dem Eintritt des markierten Elements ins Ökosystem vergangene Zeit, als Größe τ gewählt. Als weitere Eigenschaften ließen sich mit derselben Methode z.B. untersuchen:

- Die Anzahl, wie oft ein Element durch Primärproduktion assimiliert wurde
- Die Menge an Sauerstoff, die ein Element unterhalb von 80 m Wassertiefe gezehrt hat
- Der Längen- oder Breitengrad, bei dem ein Element atmosphärisch eingetragen wurde

All dies sind Eigenschaften, die sich einer direkten empirischen Untersuchung entziehen. Mithilfe dieser abgeleiteten Größen könnten gut validierte Ökosystemmodelle eine Unterstützung zum Verständnis der Stoffumsätze und -transportwege liefern.

Es sei noch anzumerken, dass die hier präsentierte Theorie für die Elemente in unserem Ökosystemmodell nur näherungsweise gilt, da ein markiertes Element, das in unterschiedlichen Tracern gebunden ist, unterschiedliche vertikale Advektion erfährt. Somit wäre es nötig, zum Beispiel das Alter des aus der Oder stammenden Stickstoffs in Diatomäen von dem im Nitrat zu unterscheiden. Dies würde jedoch eine Verdopplung der im Modell verwendeten Tracer zur Folge haben. Wir nehmen in Bezug auf das Alter implizit eine instantane Vermischung aller z.B. Stickstoffatome aus der Oder an, egal welcher Fraktion sie angehören. Folglich sind Modellresultate, die das Alter markierter Elemente betreffen, nur dann als gültig zu betrachten, wenn die Alterszeitskalen groß sind im Verhältnis zu den Zeitskalen der Stoffumsätze der betrachteten Organismen.

Kapitel 5

Empirische Methoden der Quellenzuordnung von Nährstoffen

Die in Kapitel 4 vorgestellte Methode gestattet es, Stickstoff und Phosphor im numerischen Modell nach ihrer Eintragsquelle zu unterscheiden. In begrenztem Maße ist diese Unterscheidung auch empirisch möglich. Ursache dafür ist, dass einige Elemente in Form verschiedener stabiler Isotope vorkommen, d.h. ihre Atomkerne haben dieselbe Kernladungszahl, aber verschiedene Massenzahlen. Unterscheidet sich das Isotopenverhältnis zwischen verschiedenen Quellen eines Elements, so kann eine Untersuchung der Nährstoffe am zu untersuchenden Ort Rückschlüsse auf die Eintragsquelle zulassen. Die Methode soll im folgenden Kapitel kurz erläutert und einige Ergebnisse der empirischen Quellenzuordnung in der Ostsee erwähnt werden.

Mehrere stabile Isotope existieren von mehreren Elementen, die in marinen Prozessen umgesetzt werden. Hier sollen Stickstoff und Sauerstoff erwähnt werden. Die verschiedenen Isotope des Stickstoffs gestatten eine Unterscheidung zwischen seinen verschiedenen Eintragsquellen, Stickstoff in Flüssen ist gegenüber atmosphärischem Stickstoff angereichert an ^{15}N . Phosphor besitzt nur ein einziges stabiles Isotop, da er aber in allen biologischen Verbindungen in Form von Phosphaten vorkommt, gestatten verschiedene Isotope des Sauerstoffs, eine Aussage über die Herkunft von Phosphat zu treffen.

Das Mengenverhältnis zwischen zwei Isotopen in einer Probe kann mittels eines Massenspektrometers bestimmt werden. Dazu wird zunächst das zu untersuchende Element in ein Gas überführt. Nachdem dieses dann ionisiert ist, kann im Massenspektrometer das Verhältnis zwischen Ladung und Masse der Teilchen bestimmt werden und daraus aufgrund der ganzzahligen Ladungen auf die Masse der Ionen zurückgeschlossen werden.

Da das Isotopenverhältnis verschiedener Proben nur geringen Schwankungen im Verhältnis zu seinem Absolutwert unterworfen ist, wird das Verhältnis meist in

Bezug auf einen Referenzwert angegeben. Für Stickstoff ist als Referenz der Luftstickstoff gewählt, für Sauerstoff “Standard Mean Ocean Water” (*Schulz and Zabel, 2000*). Die Abweichung von diesem Referenzwert lässt sich in Form eines δ -Wertes angeben, es ist

$$\delta^{15}N = 1000 \cdot \left(\frac{^{15}N_{Probe}}{^{14}N_{Probe}} - \frac{^{15}N_{Standard}}{^{14}N_{Standard}} \right) / \frac{^{15}N_{Standard}}{^{14}N_{Standard}}, \quad (5.1)$$

$$\delta^{18}O = 1000 \cdot \left(\frac{^{18}O_{Probe}}{^{16}O_{Probe}} - \frac{^{18}O_{Standard}}{^{16}O_{Standard}} \right) / \frac{^{18}O_{Standard}}{^{16}O_{Standard}}. \quad (5.2)$$

Laufen alle chemischen Prozesse, die ein Element durchläuft, vollständig ab, werden also alle Ausgangsstoffe in Reaktionsprodukte umgewandelt, so bleibt das Verhältnis der Isotope und damit auch der δ -Wert erhalten. Bei unvollständigen Reaktionen wird das Isotopenverhältnis jedoch durch Fraktionierung beeinflusst. Der Effekt der Fraktionierung besagt, dass leichte Isotope von den meisten kinetisch ablaufenden Reaktionen bevorzugt umgesetzt werden. Somit weicht das Isotopenverhältnis des aktuell umgesetzten Reaktionsprodukts von dem des Substrats ab. Diese Abweichung wird in Form eines ϵ -Parameters angegeben:

$$\epsilon = \delta_{Produkt} - \delta_{Ausgangsstoff}. \quad (5.3)$$

Hierbei ist zu beachten, dass es sich bei $\delta_{Produkt}$ um den δ -Wert des momentan erzeugten Produkts handelt. Dieser ist vom δ -Wert des akkumulierten, also seit Beginn der Reaktion umgesetzten, Produkts zu unterscheiden.

5.1 Stickstoff-Isotopenmethode

Das schwere Isotop des Stickstoff, also ^{15}N , reichert sich in Organismen im Laufe der Nahrungskette an, da beide Isotope in dem Verhältnis aufgenommen werden, in dem sie in der Nahrung vorhanden sind, das leichtere ^{14}N aber bevorzugt ausgeschieden wird. Auf diese Weise kann die Position eines Organismus in der Nahrungskette bestimmt werden.

Für die Quellenzuordnung des Stickstoffs in der Ostsee ist jedoch ein anderer Faktor entscheidend: Stickstoff, der in eutrophierten Flüssen eingetragen wird und zumeist aus in der Landwirtschaft verwendeten Düngemitteln stammt, besitzt einen deutlich höheren $\delta^{15}N$ -Wert als Luftstickstoff und auch als atmosphärisch in die Ostsee eingetragener DIN. So sind in *Voss et al. (2005)* $\delta^{15}N$ -Werte für verschiedene Quellen angegeben, siehe Tabelle 5.1.

Bei einer vollständigen Aufnahme des DIN, wie sie nach der Frühljahrsblüte in der Regel erfolgt, hat die im Plankton gebundene Biomasse denselben $\delta^{15}N$ -Wert wie das

Fluss	$\delta^{15}\text{N}$
Weichsel	8.5 ‰
Oder	9.6 ‰
Kemijoki	0.6 ‰
Atmosphärische Deposition	3.5 ‰
Stickstofffixierung	0.2 ‰

Tabelle 5.1: Verhältnis der Stickstoffisotope in verschiedenen Eintragsquellen, nach *Voss et al.* (2005).

DIN zuvor. Auch die Mortalität von Phyto- und Zooplankton hat keinen Einfluss auf die Isotopenverteilung, so dass der $\delta^{15}\text{N}$ -Wert des absinkenden Detritus den Wert der Stickstoffquelle, nennen wir ihn δ^* , widerspiegelt.

Während des Remineralisierungsprozesses bzw. der Denitrifizierung jedoch unterliegt der Stickstoff einer Fraktionierung. Die entsprechenden $\epsilon^{15}\text{N}$ -Werte werden in *Voss et al.* (2005) für Denitrifizierung in der Wassersäule mit -5 bis -20‰ und für Denitrifizierung im Sediment mit -3.5‰ angegeben. Da also leichter Stickstoff zuerst entfernt wird, steigt somit der $\delta^{15}\text{N}$ -Gehalt des verbleibenden Stickstoffs an.

Denitrifizierung in der Wassersäule tritt in großem Maßstab erst unterhalb der Redoxkline auf. In Sedimente, die oberhalb der Redoxkline liegen, sinkt der Detritus also mit einem Isotopenverhältnis von δ^* . Die Redoxkline verläuft dann innerhalb des Sediments, unterhalb von dieser findet die Denitrifizierung statt. Der $\delta^{15}\text{N}$ -Wert unterhalb der Redoxkline muss also, da leichter Stickstoff zuerst entfernt wird und sich der schwere somit anreichert, oberhalb von δ^* liegen. Da im Gleichgewichtszustand genau so viel ^{15}N entfernt wie zugeführt wird, muss er im Mittel um genau 3.5 über δ^* liegen. Der mittlere $\delta^{15}\text{N}$ -Wert des Sediments hängt also davon ab, wie viel N sich oberhalb bzw. unterhalb der im Sediment verlaufenden Redoxkline befindet. Liegt fast alles oberhalb der Redoxkline, so hat der Stickstoff im Sediment einen Mittelwert von δ^* und lässt somit direkt auf seine Quelle schließen. Liegt jedoch fast alles unterhalb der Redoxkline, so hat er einen Wert von $\delta^* + 3.5\text{‰}$.

In *Voss et al.* (2005) findet sich eine Karte der Isotopenverteilung von Stickstoff im Oberflächensediment, diese ist in Abbildung 5.1a nachgezeichnet. Zu erkennen ist, dass hohe $\delta^{15}\text{N}$ -Werte, wie sie in Flusseinträgen zu finden sind lediglich in den Sedimenten nahe der Flussmündungen und entlang der Küste vorkommen, während die Werte in den offenen Becken der Ostsee deutlich darunter und somit eher im Bereich der atmosphärischen Fixierung liegen. Daraus lässt sich schließen, dass durch Flüsse eingetragener Stickstoff lediglich diese küstennahen Gebiete dominiert, während Stickstoff in den offenen Becken der Ostsee überwiegend aus Stickstofffixierung und direkter atmosphärischer Deposition stammt. *Voss et al.* (2005) schätzen den Beitrag von Fluss-Stickstoff für das Budget der offenen Becken auf

unter 15‰ ab.

In Abbildung 5.1b wurde dem Stickstoff aus den markierten Flüssen ein *Voss et al.* (2005) entsprechender $\delta^{15}\text{N}$ -Wert zugeordnet. Nehmen wir an, dass der Stickstoff alle im Modell befindlichen Prozesse ohne Fraktionierung durchläuft, so ergibt sich das dargestellte Isotopenverhältnis im Sediment. Dieser Wert entspricht dem Wert δ^* , der im obigen Abschnitt diskutiert wurde. Wenn die Ausbreitungsmuster des Stickstoffs im Modell korrekt repräsentiert sind, sollte er also 0-3.5‰ unterhalb des tatsächlich im Sediment existierenden $\delta^{15}\text{N}$ -Wertes liegen. Im Mittel liegt er 1‰ unterhalb des gemessenen Wertes, was eine hervorragende Übereinstimmung, auch in Anbetracht der Unsicherheiten der Isotopenverhältnisse der Eintragsquellen, darstellt.

Im nördlichen Bereich der offenen Ostsee sowie in der westlichen Ostsee wird der $\delta^{15}\text{N}$ -Wert vom Modell jedoch unterschätzt. Das liegt daran, dass im Modell nicht alle Flüsse markiert wurden und unmarkierten Flüssen der $\delta^{15}\text{N}$ -Wert der atmosphärischen Fixierung gegeben wurde. Folgende Isotopenverhältnisse wurden den Stickstoffquellen im Modell zugeordnet:

Eintragsquelle	$\delta^{15}\text{N}$	Quelle für den Wert
Oder	9.6‰	<i>Voss et al.</i> (2005)
Weichsel	8.5‰	<i>Voss et al.</i> (2005)
Memel	8.5‰	wie Weichsel
Düna	8.5‰	wie Weichsel
Neva	8.5‰	wie Weichsel
Stickstofffixierung	0.2‰	<i>Voss et al.</i> (2005)
atmosphärische Deposition	3.5‰	<i>Voss et al.</i> (2005)
andere Flüsse	3.5‰	wie atmos. Dep.
Nordsee	0.2‰	wie atmos. Dep.

Die räumlichen Strukturen stimmen ebenso zwischen Modell und Experiment überein, das Modell bestätigt also das Ergebnis von *Voss et al.* (2005), dass aus den Flüssen eingetragener Stickstoff im Wesentlichen in Küstennähe denitrifiziert wird und der Stickstoffpool in den offenen Becken zum überwiegenden Teil aus Stickstofffixierung stammt.

5.2 Sauerstoff-Isotopenmethode zur Quellenzuordnung von Phosphat

Phosphor selbst besitzt nur ein einziges stabiles Isotop, daher ist eine direkte Quellenzuordnung des Phosphors nicht mit isotopischen Methoden möglich. Allerdings

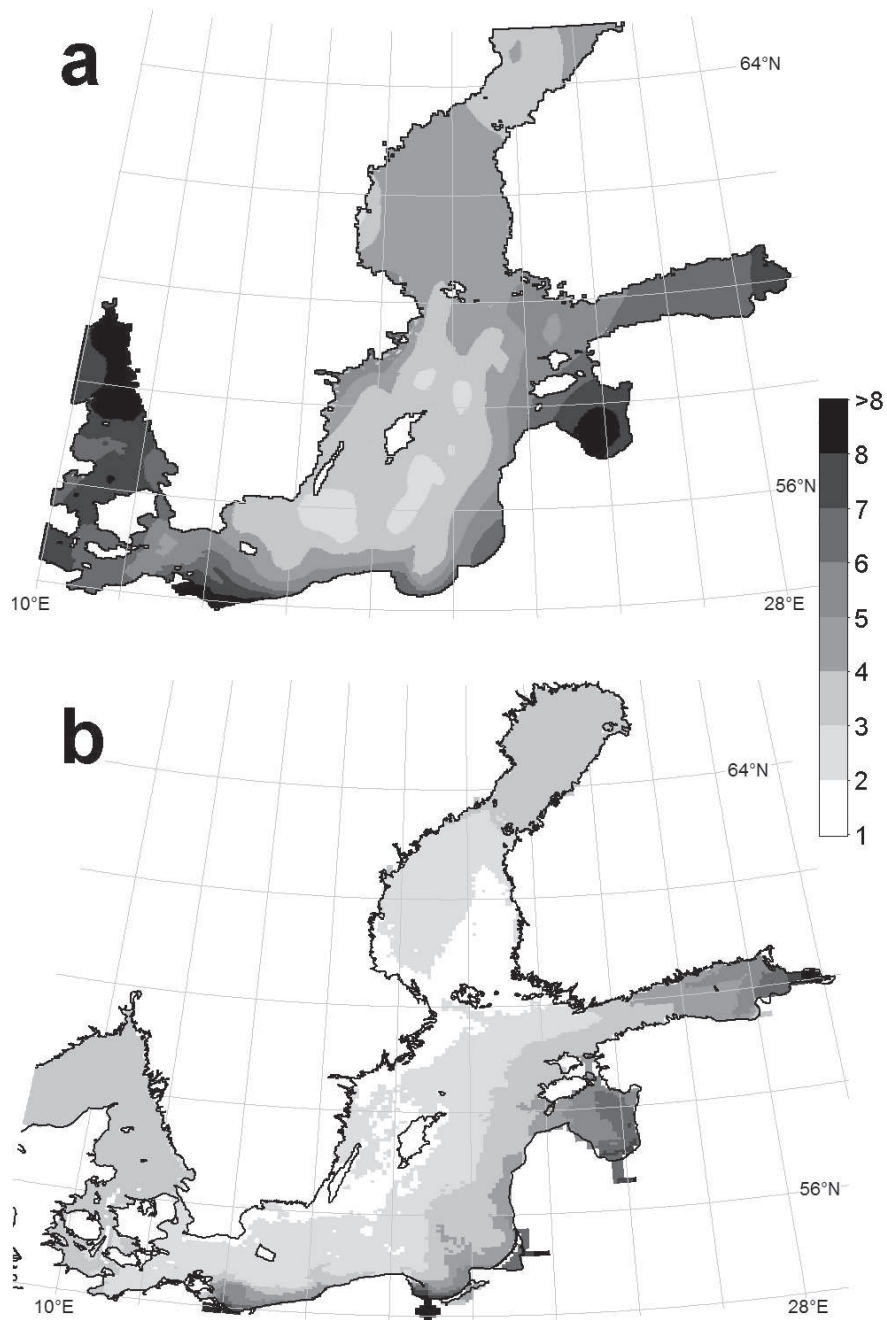


Abbildung 5.1: (a) Isotopenverhältnis von Stickstoff im Oberflächensediment, angegeben als $\delta^{15}\text{N}$ -Wert, nach Voss *et al.* (2005). (b) Angenommenes Isotopenverhältnis im Oberflächensediment im Modell, wenn Fraktionierung vernachlässigt wird.

besitzt der Phosphor im Phosphat eine starke Bindung an den Sauerstoff, der wiederum eine isotopische Signatur aufweist. Anorganische Prozesse brechen diese Bindung nicht auf, der Sauerstoff im Phosphat kann nur von biologischen Prozessen innerhalb von Organismen ausgetauscht werden, *McLaughlin et al.* (2004).

In der Ostsee hängt der $\delta^{18}\text{O}$ -Wert des im Wasser gelösten Sauerstoffs näherungsweise linear vom Salzgehalt ab, als Resultat einer passiven Mischung zwischen Frisch- und Nordseewasser, *Fröhlich et al.* (1988). Die Fraktionierung beim Austausch von Sauerstoff zwischen gelöstem O_2 einerseits und Phosphat andererseits hingegen ist linear temperaturabhängig, *Longinelli and Nuti* (1973). Folglich gibt das Isotopenverhältnis des im Phosphat gebundenen Sauerstoffs Aufschluss über Temperatur oder Salzgehalt des Wassers, in dem sich das Phosphat zuletzt in einem Organismus befand.

Wird Phosphat in Form von Eisenphosphat gebunden, so speichert es auch diese Information. Nach *Jaisi et al.* (2010) werden zwar stetig Phosphatmoleküle zwischen gebundenem und gelöstem Phosphat ausgetauscht, dieser Effekt ist jedoch bei kleinen Temperaturen gering und konnte bei 4°C nicht nachgewiesen werden.

Beim Niederschlag von Eisen(III)-Phosphat wird bevorzugt Phosphat mit leichtem Sauerstoff ausgefällt, bei der Freisetzung von Phosphat durch die Reduktion von Fe^{3+} zu Fe^{2+} wird bevorzugt Phosphat mit leichtem Sauerstoff freigelassen. Beide Fraktionierungseffekte liegen in derselben Größenordnung von 1‰, *Jaisi et al.* (2010). Eine Temperaturdifferenz von 1K hat hingegen einen Einfluss von 4.28‰ auf den $\delta^{18}\text{O}$ -Wert, *Longinelli and Nuti* (1973).

Erste $\delta^{18}\text{O}$ -Untersuchungen in der Ostsee wurden vor 5 Jahren durchgeführt, *Isensee et al.* (2010). Ein Ergebnis war, dass an der Redoxkline im Landsort-Tief starke Gradienten im Isotopenverhältnis des DIP auftraten. Dies kann auf die Freisetzung von DIP durch zur Redoxkline gerichteten Sedimenttransport von Eisen(III)-Phosphat hinweisen. Die Publikation der Ergebnisse steht noch aus.

Kapitel 6

Ausbreitungswege der durch Flüsse eingetragenen Nährstoffe

6.1 Einfluss der Biologie auf die Ausbreitung durch Flüsse eingetragener Nährstoffe

Die Ausbreitungswege der durch Flüsse eingetragenen Nährstoffe ergeben sich durch ein Zusammenspiel physikalischer Transportprozesse mit biologischen Umsätzen dieser Nährstoffe im Nahrungsnetz. In diesem Abschnitt soll der Effekt der biologischen Prozesse auf den Transport der Nährstoffe diskutiert werden. Dazu wurde mit dem in Kapitel 2 beschriebenen physikalischen Strömungsmodell ein zweiter Modelllauf durchgeführt, bei dem das Ökosystemmodell ausgeschaltet wurde. Die aus den Flüssen eingetragenen Nährstoffe werden in diesem Kontrolllauf nur passiv mit der Strömung advektiert. Die Unterschiede in den erhaltenen Nährstoffverteilungen zwischen Kontrolllauf und Referenzlauf geben somit Aufschluss über den im Modell auftretenden Effekt der biologischen Prozesse auf den Nährstofftransport.

In diesem Abschnitt soll diese durch Biologie verursachte Modifikation der Ausbreitungswege lediglich beschrieben werden. Eine Diskussion darüber, durch welche konkreten Prozesse die Veränderung der räumlichen Verteilungsmuster bewirken, findet sich in den weiteren Abschnitten dieses Kapitels.

6.1.1 Modifikation der Ausbreitung von N und P aus der Oder

Der wesentliche Effekt, den biologische Prozesse auf aus der Oder eingetragenen Stickstoff haben, ist offenbar die schnelle Entfernung aus dem Ökosystem. Abbildung 6.1 zeigt die räumliche Verteilung von aus der Oder eingetragenen Stickstoff

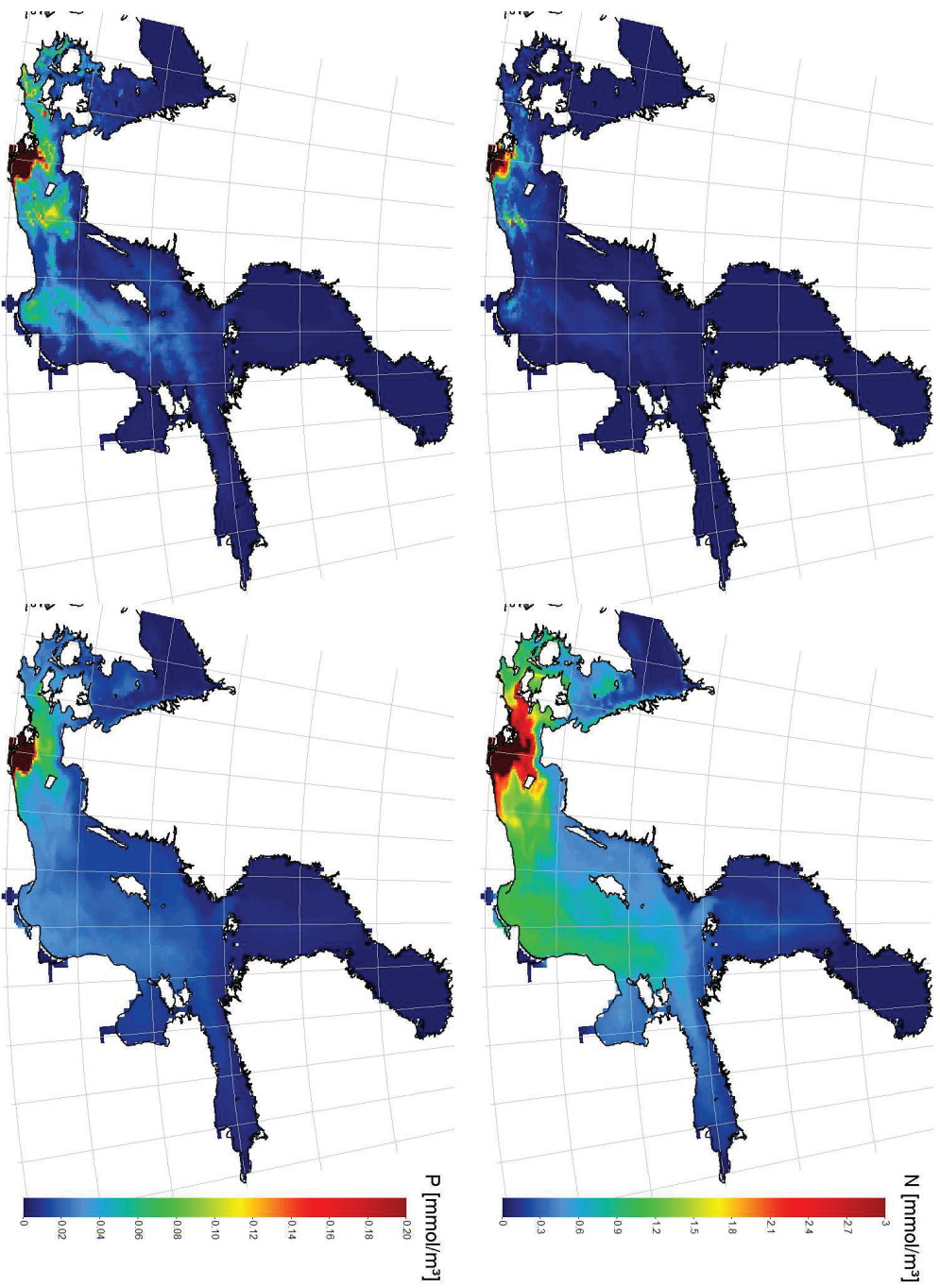


Abbildung 6.1: Vertikal gemittelte Konzentration von Stickstoff (oben) und Phosphor (unten) aus der Oder nach 7 Simulationen, im Dezember 1968. Links die realistische Verteilung, die entsteht, wenn keine biologischen Prozesse die Ausbreitung der Nährstoffe beeinflussen würden. Im Sediment gespeichertes N und P ist in den linken Abbildungen berücksichtigt.

und Phosphor nach 7 Simulationsjahren für Referenz- und Kontrolllauf. Die Gebiete der höchsten Stickstoffkonzentration stimmen zwischen beiden Simulationen überein. Die mit Abstand größten Stickstoffkonzentrationen finden sich in Stettiner Haff und Pommerscher Bucht, ebenfalls erhebliche Mengen an Oder-Stickstoff enthalten das Arkonabecken und das südliche Bornholmbecken. Die Mengen an vorhandenem Stickstoff sind im passiven Modelllauf allerdings erheblich höher, so dass sich dort auch bis in die östliche Gotlandsee, den Rigaer, Finnischen und Bottnischen Meerbusen und in den Kattegat deutliche Mengen an Stickstoff aus der Oder ausbreiten. Im aktiven Modelllauf, d.h. mit eingeschaltetem Ökosystemmodell, wird der Stickstoff lediglich in die Stolper Rinne und in sehr geringen Mengen auch ins zentrale östliche Gotlandbecken transportiert. Während sich in der östlichen Gotlandsee der Oder-Stickstoff im passiven Lauf an der Küste konzentriert, sind dessen Konzentrationen im aktiven Lauf dort jedoch sehr gering.

Für Phosphor aus der Oder besteht der wesentliche Effekt der Biologie in einem Transport aus den Küstenregionen heraus in tiefere Gebiete. So stimmen sowohl die Gesamtmengen an Phosphor als auch seine Konzentration in verschiedenen Becken der Ostsee nach 7 Modelljahren recht gut zwischen aktivem und passivem Lauf überein - neben sehr hohen Konzentrationen nahe der Odermündung verteilt sich Phosphor aus der Oder auf die Dänischen Straßen, das Arkona- und Bornholmbecken und das östliche Gotlandbecken. Während sich im passiven Lauf die höchsten Konzentrationen jedoch in den küstennahen Gebieten finden, findet sich im aktiven Modelllauf der meiste Phosphor aus der Oder in den tiefen Bereichen des Bornholmbeckens, der Stolper Rinne, des Danziger Tiefs und des östlichen Gotlandbeckens. Das ist um so bemerkenswerter, da die Grafik nicht die Menge an Phosphor pro Fläche (in mmol m^{-2}), sondern tatsächlich die vertikal gemittelte Konzentration (in mmol m^{-3}) darstellt.

6.1.2 Modifikation der Ausbreitung von N und P aus der Weichsel

Die entsprechende Grafik für die Weichsel, die die Verteilung der Nährstoffe nach 7 Jahren im aktiven und passiven Modelllauf zeigt, findet sich bereits unter Abbildung 1.1.

Für Stickstoff aus der Weichsel haben biologische Prozesse, neben der Reduzierung der Gesamtmenge, die den wesentlichen Effekt ausmacht, auch eine Modifikation des Ausbreitungsgebiets zur Folge. Während Stickstoff aus der Weichsel im begrenztem Maße bis in den Finnischen Meerbusen und sogar westlich der Åland-Inseln bis in den Finnischen Meerbusen gelangt, verhindert die Biologie offenbar einen Transport in den Rigaer Meerbusen. Auch in Gebiete östlich von Bornholm gelangt Stick-

stoff aus der Weichsel nur im passiven, nicht aber im aktiven Modelllauf. Außerdem sind im passiven Lauf die Konzentrationen von Weichsel-Stickstoff im Gotland- und Landsorttief besonders gering, im aktiven Lauf aber eher höher als in der Umgebung. Dass die höchsten Konzentrationen von Stickstoff aus der Weichsel in einem küstennahen Streifen von der Mitte der polnischen Ostseeküste bis zur litauischen auftreten, ist jedoch in beiden Modellläufen konsistent.

In Abbildung 6.2 ist die Verteilung des Stickstoffs aus der Weichsel nach 1, 2, 3 und 4 Simulationsjahren dargestellt, sowohl im aktiven als auch im passiven Modelllauf. Nach einem Jahr stimmt die räumliche Verteilung zwischen aktivem und passivem Modelllauf noch überein, lediglich die Menge unterscheidet sich. Nach dem zweiten Simulationsjahr wurde der Stickstoff längs der Baltischen Küste offenbar aus einem küstenparallelen Streifen entfernt und westwärts verfrachtet. Im dritten Simulationsjahr beginnt der Stickstoff offenbar nördlich von Gotland westwärts zu wandern, dieser Transport setzt sich im vierten Jahr fort. Im passiven Lauf wird er in diesem Zeitraum längs der Küste des schwedischen Festlands und längs der Ostküste Gotlands südwärts transportiert und strömt während des vierten Jahres bereits in erheblichen Mengen ins Bornholm- und Arkonabecken ein. Während der Anstieg in der Gesamtmenge des Stickstoffs im aktiven Lauf zwischen drittem und viertem Jahr kaum noch erheblich ist, setzt er sich im passiven Lauf natürlich ungebremsst fort.

Für Phosphor aus der Weichsel ist der beckenwärtige Transport der entscheidende Einfluss biologischer Prozesse. Während sich die höchsten Phosphorkonzentrationen im passiven Modelllauf, analog zum Stickstoff, an der Küste einstellen, finden sich im aktiven Lauf die größten Mengen an Phosphor aus der Weichsel in den Tiefenbecken, insbesondere im Danziger Tief und im Gotlandtief. Auch wird ein Einstrom von Phosphor aus der Weichsel in den Rigaer Meerbusen verhindert, ebenso wie der Ausstrom westwärts von Bornholm stark reduziert wird.

Auf welchen Zeitskalen der biologische Einfluss sich auf die Ausbreitungswege des Phosphors aus der Weichsel auswirkt, ist in Abbildung 6.3 dargestellt. Bereits während des ersten Simulationsjahrs unterscheiden sich beide Modellläufe dadurch, dass sich kein Weichsel-Phosphor direkt an der Baltischen Küste befindet. Stattdessen wird mehr Phosphor in der Danziger Bucht akkumuliert. Nach dem zweiten Simulationsjahr zeigt sich, ähnlich wie beim Stickstoff, dass der Phosphor aus den Gebieten längs der baltischen Küste entfernt wurde und sich nun weiter seewärts befindet. In den weiteren Jahren zeigt sich im aktiven Lauf eine Ausbreitung rund um Gotland, allerdings in den tiefen Regionen der Gotlandsee. Eine starke Akkumulation ist insbesondere im Danziger Tief, aber auch im Gotlandtief zu beobachten. Im passiven Lauf breitet sich Phosphor aus der Weichsel hingegen nach wie vor bevorzugt längs der Baltischen Küste, in geringerer Konzentration aber praktisch über die gesamte Ostsee aus.

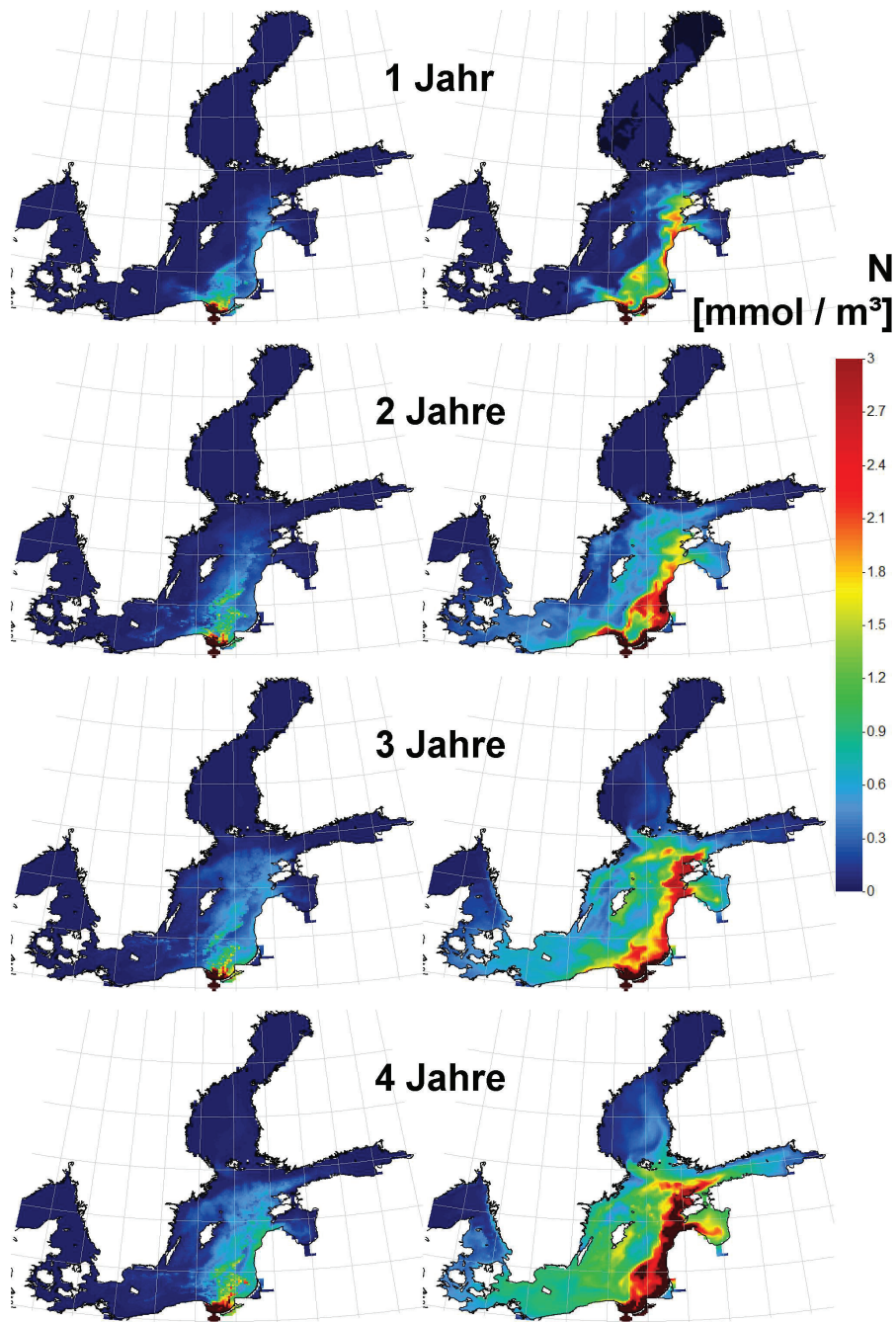


Abbildung 6.2: Vertikal gemittelte Konzentration von Stickstoff aus der Weichsel nach 1,2,3 und 4 Simulationsjahren, jeweils im Dezember. Links die realistische Verteilung, rechts die Verteilung, die entstünde, wenn keine biologischen Prozesse die Ausbreitung der Nährstoffe beeinflussen würden. Im Sediment gespeichertes N ist in den linken Abbildungen berücksichtigt.

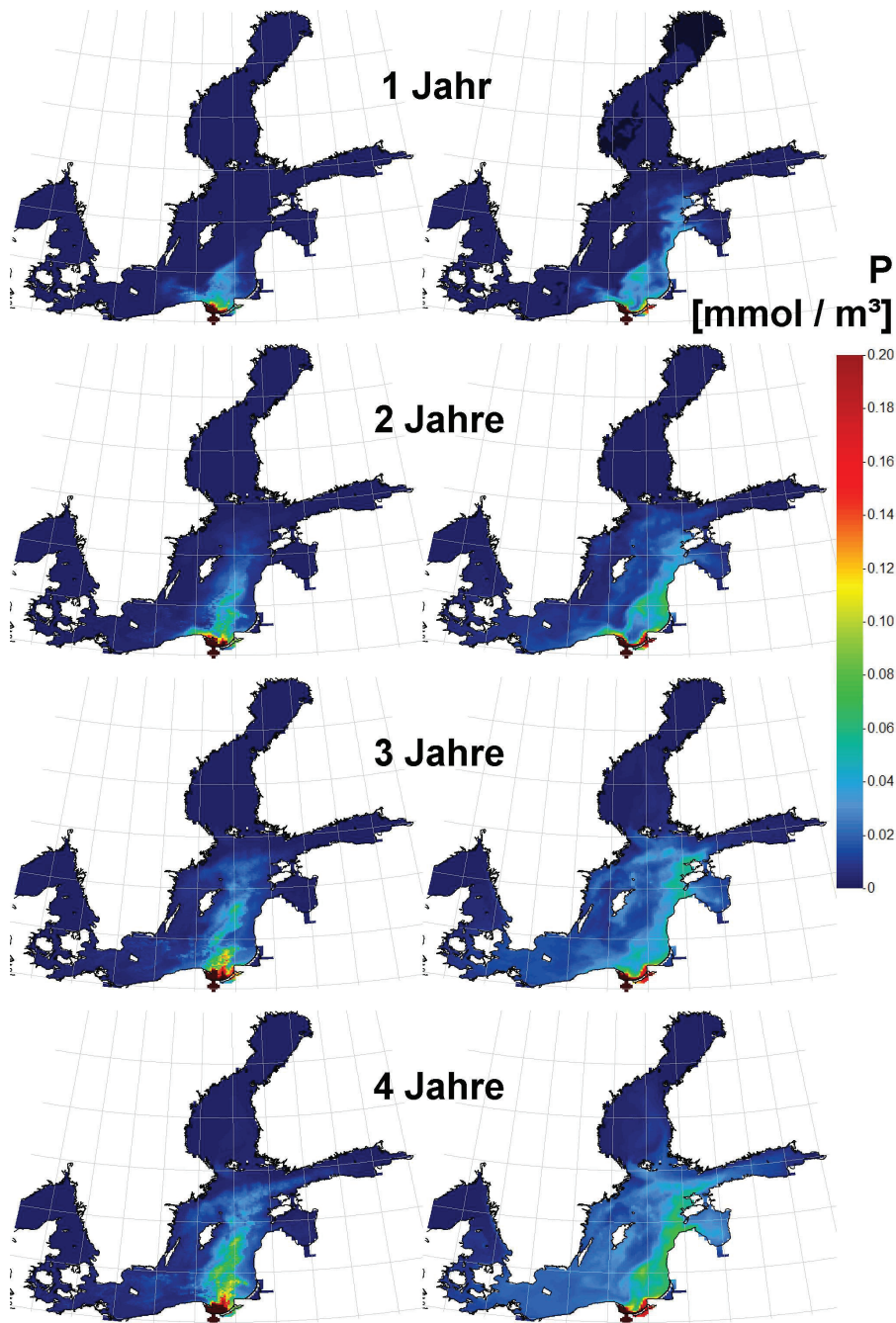


Abbildung 6.3: Vertikal gemittelte Konzentration von Phosphor aus der Weichsel nach 1,2,3 und 4 Simulationsjahren, jeweils im Dezember. Links die realistische Verteilung, rechts die Verteilung, die entstünde, wenn keine biologischen Prozesse die Ausbreitung der Nährstoffe beeinflussen würden. Im Sediment gespeichertes P ist in den linken Abbildungen berücksichtigt.

6.1.3 Modifikation der Ausbreitung von N und P aus der Memel

Der Einfluss biologischer Prozesse auf die Ausbreitung von Stickstoff aus der Memel besteht im Wesentlichen aus einer erheblichen Reduktion der Gesamtmenge. Abgesehen vom Kurischen Haff, das natürlich die mit Abstand höchsten Konzentrationen von Stickstoff aus der Memel aufweist, ist das Gebiet mit den höchsten Konzentrationen in beiden Modellläufen die Küste des Baltikums. Während sich Stickstoff aus der Memel im passiven Modelllauf jedoch über die gesamte Ostsee ausbreitet, finden sich unter Berücksichtigung biologischer Prozesse nur in diesem Gebiet signifikante Konzentrationen von Memelstickstoff. Insbesondere der Einstrom in den Rigaer Meerbusen, der im passiven Modell erheblich ist, wird im aktiven Modelllauf deutlich reduziert.

Phosphor und Stickstoff aus der Memel zeigen noch 7 Jahre nach Beginn der Markierung der Einträge sehr ähnliche räumliche Verteilungen. Allerdings breitet sich der Phosphor verstärkt in tiefen Gebieten der nördlichen Gotlandsee aus. Diese Erhöhung der Konzentration dort stellt auch den wesentlichen Unterschied zum passiven Modelllauf dar. Die höchsten Konzentrationen von Phosphor aus der Memel finden sich jedoch in unmittelbarer Nähe der baltischen Küste. Dies ist, wie die Übereinstimmung zwischen aktivem und passivem Lauf zeigt, direkt auf den physikalischen Transport zurückzuführen.

6.1.4 Modifikation der Ausbreitung von N und P aus der Düna

Auch die Menge an Stickstoff, der durch die Düna eingetragen wurde, wird durch biologische Prozesse binnen der ersten 7 Simulationsjahre erheblich reduziert. Dies ist in Abbildung 6.5 für den Rigaer Meerbusen nicht so gut zu erkennen, da die Farbskala der besseren Vergleichbarkeit halber für alle Flüsse identisch gewählt wurde. Der Reduktionseffekt zeigt sich jedoch auch dort. Während Stickstoff aus der Düna sich durch einen passiven Transport über den gesamten finnischen Meerbusen verteilen und danach über das westliche Gotlandbecken in Richtung Bornholmbecken ausströmen würde, beschränkt sich aufgrund der biologischen Prozesse das Gebiet außerhalb des Rigaer Meerbusens, das Stickstoff aus der Düna enthält, auf einen kleinen, tiefen Bereich des Finnischen Meerbusens, der sich direkt an den Moon-Sund anschließt.

Auch Phosphor aus der Düna findet sich, neben der hohen Konzentration im Rigaer Meerbusen, nur in tiefen Bereichen des Finnischen Meerbusens. Das steht im Gegensatz zur Verteilung über den gesamten Finnischen Meerbusen, die sich bei passiver Ausbreitung des Phosphors aus der Düna ergäbe. Für Phosphor aus der

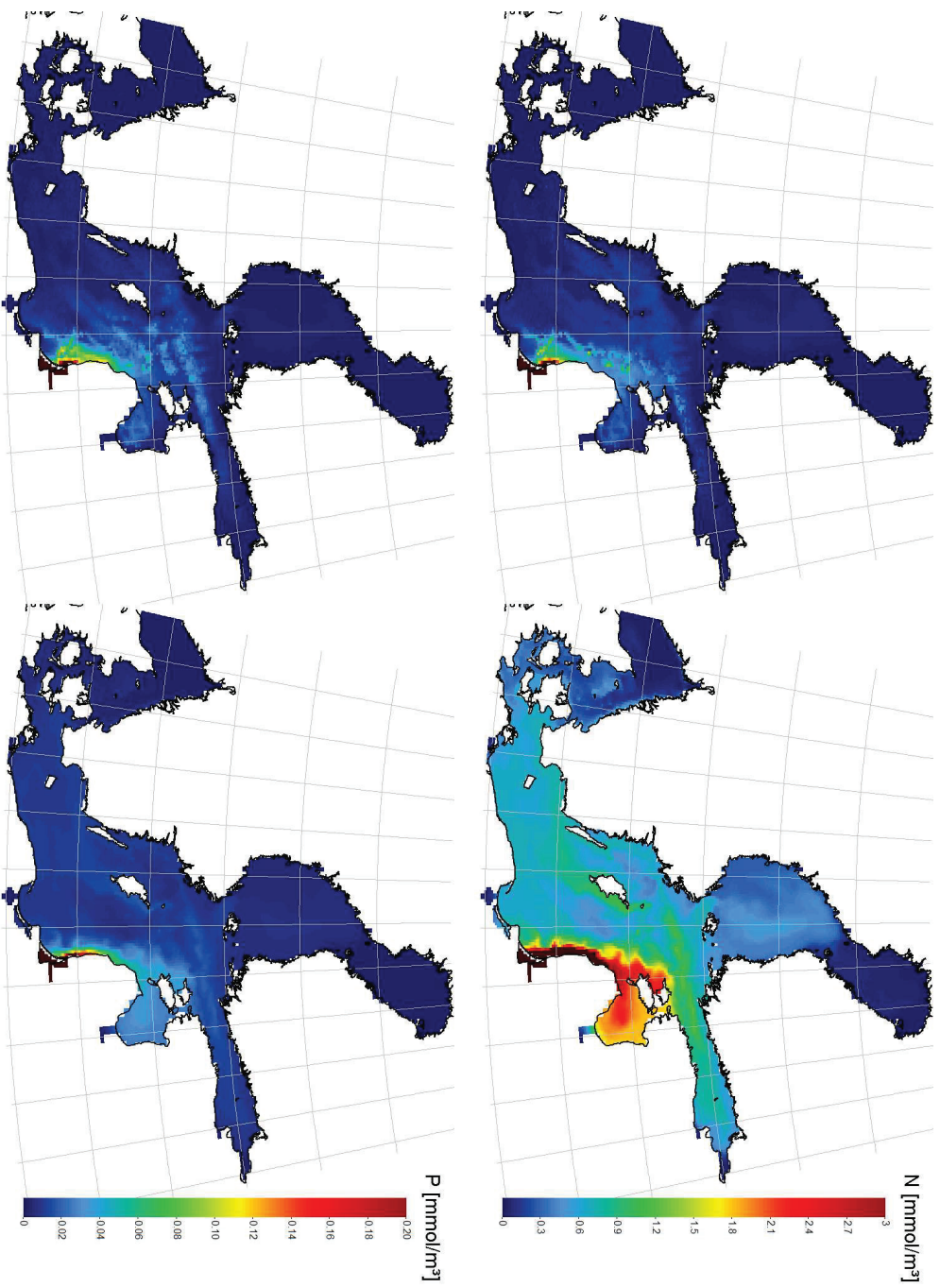


Abbildung 6.4: Vertikal gemittelte Konzentration von Stickstoff (oben) und Phosphor (unten) aus der Memel nach 7 Simulationen, im Dezember 1968. Links die realistische Verteilung, rechts die Verteilung, die entsteht, wenn keine biologischen Prozesse die Ausbreitung der Nährstoffe beeinflussen würden. Im Sediment gespeichertes N und P ist in den linken Abbildungen berücksichtigt.

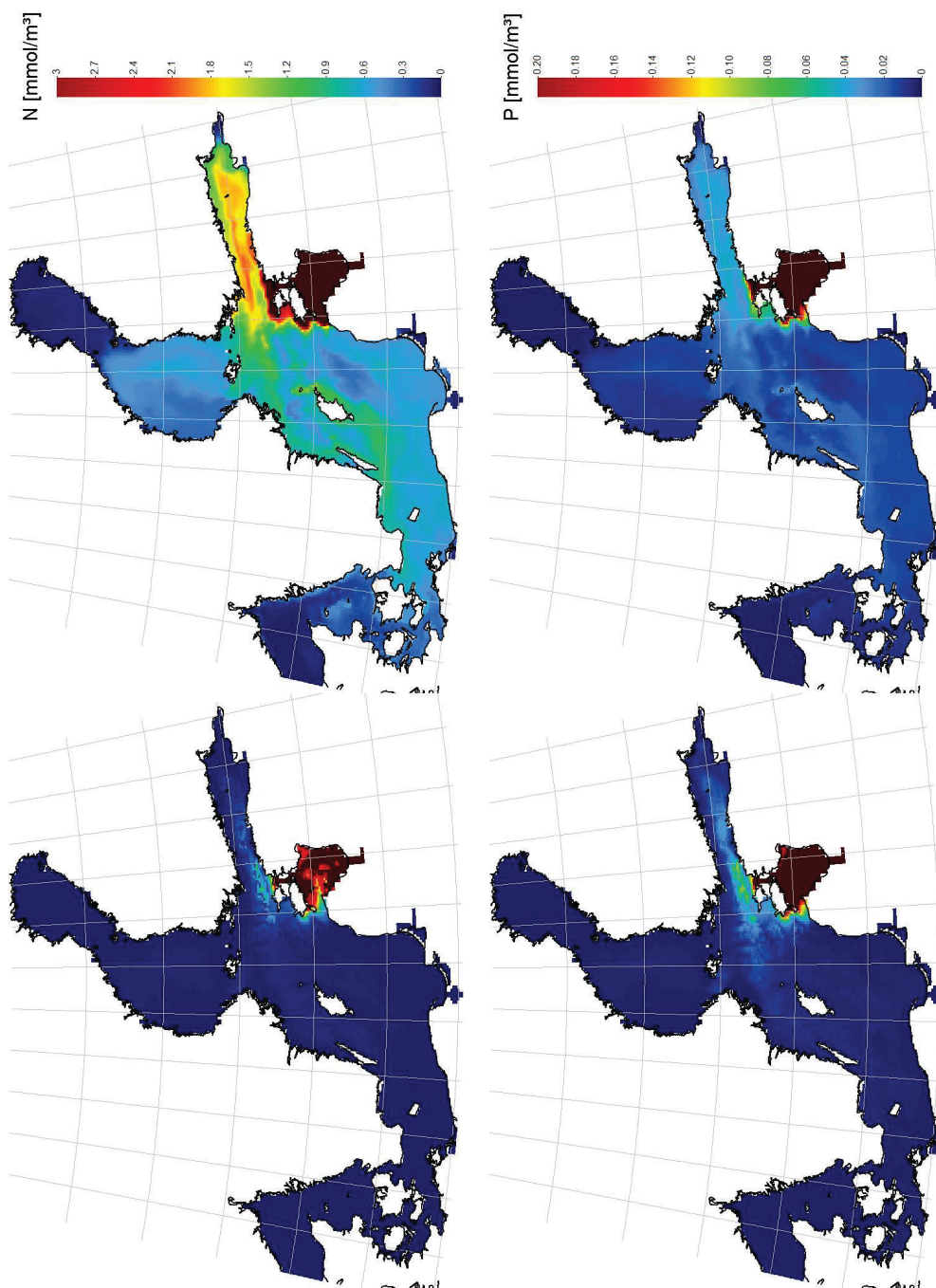


Abbildung 6.5: Vertikal gemittelte Konzentration von Stickstoff (oben) und Phosphor (unten) aus der Düna nach 7 Simulationen, im Dezember 1968. Links die realistische Verteilung, rechts die Verteilung, die entsteht, wenn keine biologischen Prozesse die Ausbreitung der Nährstoffe beeinflussen würden. Im Sediment gespeichertes N und P ist in den linken Abbildungen berücksichtigt.

Düna ist also, ebenso wie für Phosphor aus Oder und Weichsel, der Transport aus flachen Gebieten hin zu tieferen der wesentliche Effekt biologischer Prozesse. Das gilt ebenfalls für den Rigaer Meerbusen, wo es aufgrund der gewählten Farbskala nicht so gut zu erkennen ist. Außerdem scheint das aktive Verhalten des Phosphors im Nahrungsnetz seine Ausbreitung zu verzögern, so breitet sich passiv transportierter Phosphor bereits nach 7 Modelljahren bis ins Arkonabecken aus, während im aktiven Lauf der Phosphor aus der Düna zu diesem Zeitpunkt gerade einmal das westliche Gotlandbecken zu erreichen beginnt.

6.1.5 Modifikation der Ausbreitung von N und P aus der Neva

Auch Stickstoff aus der Neva wird durch den Einfluss der Biologie deutlich in seiner Konzentration reduziert. Nach unseren Modellergebnissen konzentriert sich seine Verteilung auch 7 Jahre nach Simulationsbeginn auf den östlichen Teil des Finnischen Meerbusens. Wie in Abschnitt 6.2.5 diskutiert, ist dieses Modellergebnis vermutlich Resultat einer deutlichen Überschätzung der Denitrifizierung im Finnischen Meerbusen.

Phosphor aus der Neva müsste unserem Modell zufolge, würde er passiv transportiert, der mittleren Strömung im Finnischen Meerbusen folgen und an dessen Nordseite in Richtung der zentralen Ostsee ausströmen. Unter Berücksichtigung biologischer Prozesse verteilt er sich jedoch auf der gesamten Breite über den Finnischen Meerbusen. Die Fleckigkeit in Abbildung 6.6 zeigt, dass sich ein erheblicher Teil des Phosphors in den Sedimenten befindet. Die Maxima der Phosphorkonzentration korrespondieren mit lokalen Maxima der Wassertiefe. Der wesentliche Effekt der Biologie auf Phosphor, der durch die Neva eingetragen wird, zeigt sich also in einem Transport weg von der Nordküste des Finnischen Meerbusens, der für eine Verteilung über die gesamte Breite dieses Beckens sorgt.

6.2 Dynamik der Haffe, Buchten und Meerbusen

Eine erhebliche Rolle für das Schicksal von Nährstoffen, die durch Flüsse ins Meer eingetragen werden, spielt die Transformation im Mündungsgebiet. Die fünf in dieser Studie untersuchten Flüsse haben sehr unterschiedlich geartete Mündungsgebiete; während die Oder und die Memel in flache, sandige Haffe münden, die nur schwachen Austausch von Wasser mit der offenen Ostsee haben, münden Daugava und Neva in Meerbusen. Die Weichsel als Fluss mit der größten Nährstofffracht schließlich mündet direkt in die Danziger Bucht, also sofort in die zentrale Ostsee.

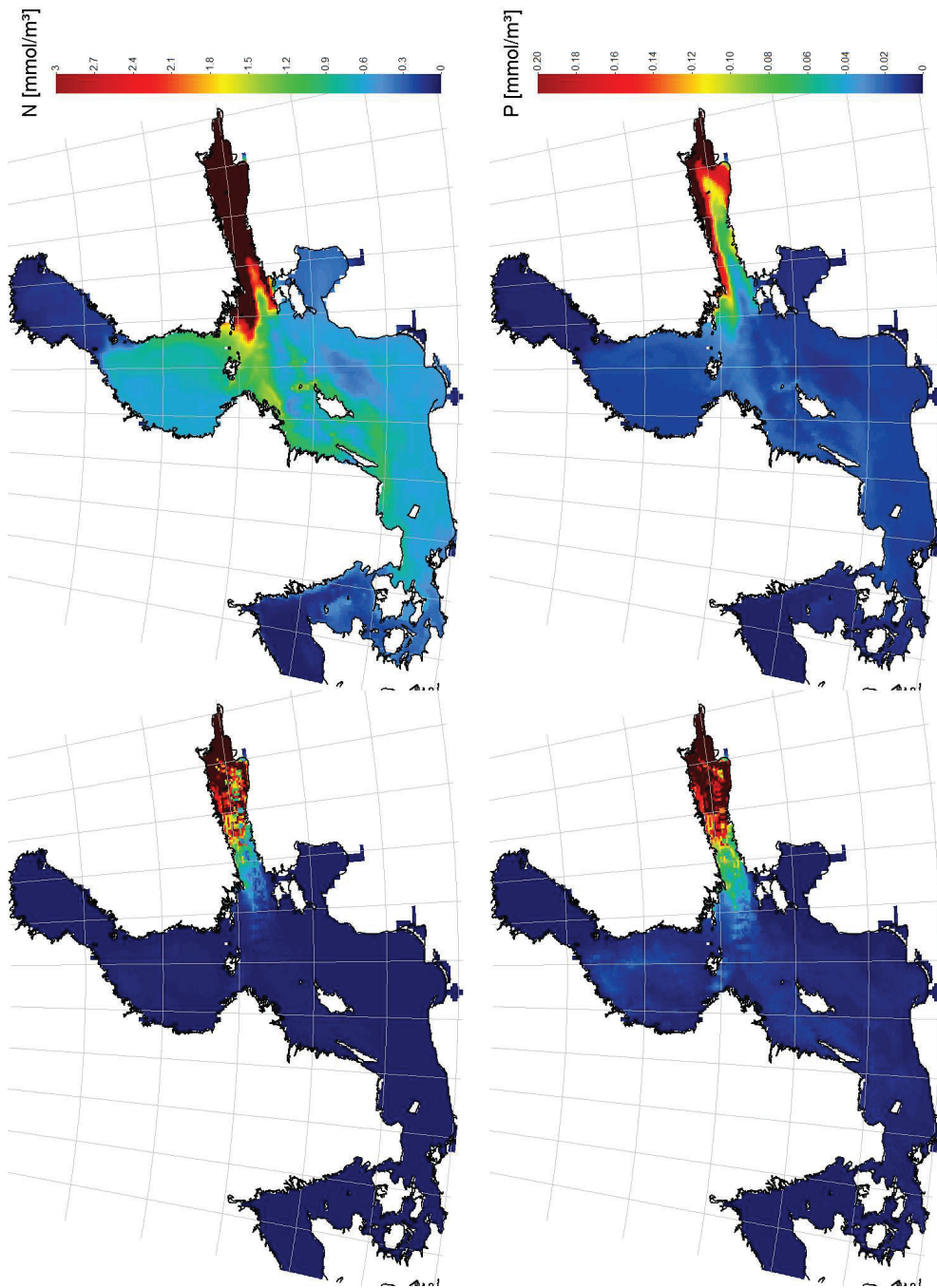


Abbildung 6.6: Vertikal gemittelte Konzentration von Stickstoff (oben) und Phosphor (unten) aus der Neva nach 7 Simulationen, im Dezember 1968. Links die realistische Verteilung, rechts die Verteilung, die entsteht, wenn keine biologischen Prozesse die Ausbreitung der Nährstoffe beeinflussen würden. Im Sediment gespeichertes N und P ist in den linken Abbildungen berücksichtigt.

Ästuarie sind normalerweise gekennzeichnet durch den Übergang von Süß- zu Salzwasser, in der Ostsee durch den Übergang von Süß- zu Brackwasser. Damit einher geht eine Verarmung in der Artenvielfalt, da Süßwasserarten, die im Fluss angesiedelt sind, nur teilweise eine genügende Salztoleranz aufweisen um das Ästuar zu besiedeln. Andererseits hindert die relativ geringe Salinität einige im salzigeren Wasser lebende Arten daran, im Ästuar zu leben. Speziell Bodenorganismen müssen eine hohe Salztoleranz aufweisen, um mit den jahreszeitlich und windabhängig wechselnden Salinitäten zurechtzukommen.

Dennoch sind Ästuarie, und speziell Ästuarie von stark eutrophierten Flüssen, Orte an denen erhebliche biologische Stoffumsätze stattfinden. Die Ursache hierfür ist, dass die im Fluss vorherrschende Lichtlimitierung durch die größere Oberfläche des Ästuars wegfällt und die im Fluss als DIN und DIP mitgeführten Nährstoffe für Primärproduktion genutzt werden können.

Ein zweiter wichtiger biologischer Prozess neben der Assimilation ist die Denitrifizierung. Speziell in Sedimenten vieler Ästuarie wird ein hoher Anteil des eingetragenen Stickstoffs durch diesem Prozess dem Ökosystem entzogen, *Seitzinger* (1988).

Als Maß für die biologische Aktivität eines Ästuars kann die Retention von Nährstoffen betrachtet werden. Darunter versteht man den Anteil der ins Ästuar eingetragenen Nährstoffe, die nicht wieder exportiert werden. Intuitiv würde man die Retention eines Nährstoffs in einem Haff als

$$\frac{\text{Summe der Einträge} - \text{Export}}{\text{Summe der Einträge}}$$

definieren. Dies sei als interne Retention bezeichnet. In einem Meerbusen jedoch versagt diese Definition, da ein erheblicher Anteil der exportierten Nährstoffe nicht durch die Flüsse, sondern durch Importe aus der offenen See in das betrachtete Gebiet gelangt. Somit ist es sinnvoller, die totale Retention als

$$1 - \frac{\text{Export}}{\text{Import} + \text{Summe der Einträge}}$$

zu definieren, was diesen Effekt berücksichtigt.

Desweiteren ist zwischen einer Retention von DIN und DIP und einer Retention von TN und TP zu unterscheiden. Erstere kann bedeuten, dass durch Flüsse eingetragene Nährstoffe lediglich in einem anderen Stickstoff- oder Phosphorpool, speziell als partikuläre Materie, exportiert werden und somit dennoch in die offene See gelangen. Eine Retention von TN und TP jedoch bedeutet eine wirklich der Eutrophierung des Meeres entgegenwirkende biologische Wirkung des Ästuars.

Nach *Nixon et al.* (1996) ist der Anteil von Stickstoff und Phosphor, den ein Ästuar ins Meer exportiert, negativ mit dem Logarithmus der Residenzzeit des eingetragenen

nen Wassers korreliert. Der Anteil des durch Denitrifizierung aus dem System entfernten Stickstoff ist hingegen direkt proportional zu diesem Logarithmus. Dies gilt jedoch natürlich nur näherungsweise. Die Denitrifizierungsrate ist z.B. stark vom Sedimenttyp (*Deutsch et al.*, 2010) oder der Temperatur abhängig. Ob Phosphor aus dem Ökosystem entfernt wird, hängt dagegen von der Fähigkeit der Sedimente ab, Phosphor zu akkumulieren.

Insofern ist es von großer Bedeutung, die in den Ästuaren stattfindenden biologischen und physikalischen Prozesse im Modell abzubilden. Das ist zum einen natürlich aufgrund der begrenzten Modellauflösung schwierig, zum anderen, weil in Haff, die eine andere Nährstoffsituation als die offene Ostsee aufweisen, andere biologische Prozesse relevant sind. Daher soll in diesem Abschnitt ein Vergleich des Schicksals der Nährstoffe in den Haff, Buchten und Meerbusen zwischen Modell und Realität erfolgen. Für alle fünf betrachteten Flüsse gibt es glücklicherweise Studien, die sich mit den Nährstoffbilanzen in ihrem Mündungsgebiet beschäftigen.

6.2.1 Stettiner Haff

Das Stettiner Haff (Oderhaff) ist ein Ästuar von 687 km² Größe und damit das größte zur Ostsee gehörende Haff. Seine mittlere Tiefe beträgt 3.8 m, *Dorendorf* (2007), eine Fahrrinne von 10.5 m Tiefe verbindet jedoch die im Süden mündende Oder mit der Pommerschen Bucht, *Löser and Seksćinśka* (2005). Demzufolge erfolgt der größte Austausch von Wassermassen zwischen Haff und Pommerscher Bucht durch die entsprechend ausgebagerte Swina (64-77%) zwischen den Inseln Usedom auf deutscher und Wolin auf polnischer Seite, während nur geringere Anteile des Transports auf den Peenestrom westlich von Usedom (~14-19%) und die Dziwna östlich von Wolin (~9-14%) entfallen, *Mohrholz and Lass* (1998). Insgesamt stellt die Oder mit einem Zustrom von 545 m³ s⁻¹ die größte Frischwasserquelle dar, die Peene im Westen die zweitgrößte. Der gesamte Wassermassenaustausch mit der Pommerschen Bucht beträgt etwa 1500 m³ s⁻¹ und sorgt für einen Salzgehalt im Haff zwischen 2.4‰ im Sommer und 0.8‰ im Winter, *Dorendorf* (2007). Ursache dafür ist die Saisonalität im Frischwasserabfluss der Oder, im späten Winter und zeitigen Frühjahr liegt der Frischwassereintrag bei durchschnittlich 1274 m³ s⁻¹. Die Verweildauer des Wassers im Stettiner Haff beträgt somit unter zwei Monaten, *Grelowski et al.* (2000).

Folglich ist allein aufgrund der physikalischen Voraussetzungen kein großer Einfluss des Stettiner Haffs auf die Nährstoffeinträge der Oder zu erwarten. Nach der Formel von *Nixon et al.* (1996) ergibt sich eine Retention von < 54% für TN und < 41% für TP.

Unser Modell liefert für den Zeitraum von 1992 bis 1996 eine Retention von 32% für

Stickstoff und 1% für Phosphor. Dies erscheint im Vergleich zu Messdaten realistisch. *Voss et al.* (2010) schätzen nach einer zweijährigen Messkampagne an der Mündung der Oder ins Haff und in der Swina ab, dass die Konzentration von TN beim Durchqueren des Haffs um 50-65% abfällt. Leider wird der Anteil der Einmischung von Wassermassen aus der Pommerschen Bucht nicht berücksichtigt; nimmt man die in der Publikation angegebenen Salzgehaltswerte zuhilfe, so kann man abschätzen, dass etwa die Hälfte der Reduktion der Konzentration auf die Verdünnung mit Ostseewasser zurückzuführen ist. *Grelowski et al.* (2000) schätzen die Retention von TN und TP auf 12-29% bzw. 11-28% ab, gestützt jedoch auf eine nur einjährige Messkampagne. Speziell der relativ hohe Wert für die Retention von Phosphor verwundert insofern, als dass die Lagune sehr flach ist und keine Akkumulationsgebiete für Sedimente enthält. Phosphor kann hier also nicht im Sediment vergraben, sondern nur zwischengelagert werden, bevor das Sediment seinen Weg in die Tiefenbecken der Ostsee fortsetzt. Vermutlich ist die Retention von Phosphor also auf eine (temporäre) Erhöhung der Gesamtmenge des im Oderhaff gespeicherten Phosphors zurückzuführen.

Sowohl *Voss et al.* (2010) als auch *Grelowski et al.* (2000) stützen ihre Abschätzungen auf gemessene Konzentrationen in der Wassersäule. Jedoch weisen die Modellergebnisse darauf hin, dass ein erheblicher Teil des eingetragenen Stickstoffs (7%) und Phosphors (18%) das Haff durch Sedimenttransport wieder verlässt.

Dass die Werte für die Retention von TN und TP deutlich unterhalb der nach der *Nixon et al.* (1996)-Formeln abgeschätzten Werte liegen, hat seine Ursache vermutlich darin, dass die Verweildauer des Oder-Wassers erheblich unterschiedlich ist; während ein Teil das Haff unmittelbar durch die Fahrrinne in der Swina wieder verlässt, verweilt ein anderer Teil erheblich länger im Haff. Aus der Konkavität des Logarithmus ergibt sich somit eine Überschätzung der Retention, denn der Logarithmus des Durchschnittswerts der Verweilzeiten liegt deutlich über dem Durchschnittswert der Logarithmen. Anders gesagt: Das direkt über die Swina ausströmende Wasser exportiert zu viele Nährstoffe sofort, als dass die Nixon-Formel für das Haff gelten könnte.

Die Abnahme der DIN-Konzentration von der Oder zur Swina beträgt nach *Voss et al.* (2010) 57-67%, also nur unerheblich mehr die Abnahme der TN-Konzentration. Somit wird in *Voss et al.* (2010) der Schluss gezogen, dass Denitrifizierung und nicht Assimilation der wesentlichere Prozess im Oderhaff ist. Nach *Korth et al.* findet die Denitrifizierung in erheblichem Maße an Nitrifizierung gekoppelt statt. Nach *Grelowski et al.* (2000) beträgt die Retention von DIN allerdings 57-64% und die Retention von DIP 13-51%. Das Modell liefert Werte von 51% für DIN und 57% für DIP.

6.2.2 Danziger Bucht

Die Weichsel mündet im Gegensatz zu den anderen in dieser Arbeit diskutierten Flüssen in kein Ästuar und in keinen Meerbusen, sondern in die Danziger Bucht.

Die Danziger Bucht gehört praktisch zur zentralen Ostsee und wird durch keinen Sund und keine Schwelle von dem nordwärtig liegenden Danziger Tief getrennt. Lediglich im Nordwesten der Bucht trennt die Halbinsel Hel die Bucht von der offenen Ostsee. Die Hypsographie der Bucht ist durch einen für Ostsee-Verhältnisse sehr steilen Schelf bestimmt. Die Bucht erreicht eine maximale Tiefe von 118 m.

Der bedeutendste Frischwasserzufluss ist die Weichsel im Süden der Bucht, mit $1081 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ der zweitgrößte der in die Ostsee mündenden Flüsse. Ebenfalls erheblichen Frischwasserzufluss erhält die Danziger Bucht aus dem Weichselhaff, das unter anderem durch den Pregel gespeist wird, *Witek et al.* (2003).

Die Residenzzeit des Wassers in der Bucht beträgt 15 Tage. Die Retention von TN bzw. TP wird in *Witek et al.* (2003) zu 23% bzw. 34% abgeschätzt. Wesentlicher Prozess bei der Retention von Stickstoff ist Denitrifizierung in den Sedimenten, die etwa $18 \text{ mgN m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ geschätzt wird. Für Phosphor hingegen spielt die Vergrabung im Sediment die Hauptrolle, etwa 2.4 kt a^{-1} verlassen das Ökosystem Ostsee auf diese Weise, *Witek et al.* (2003).

Die in unserem Modell erhaltenen Retentionsraten weichen von den gemessenen ab. Im Modell werden 16% des aus der Weichsel stammenden Phosphors in der Danziger Bucht entfernt. Allerdings verlassen weitere 19% des Phosphors die Danziger Bucht in Form von Sedimenttransport, dieser Fluss ist im Budget von *Witek et al.* (2003) nicht berücksichtigt. Er könnte auch die dort auftretende Diskrepanz zwischen Retention von TP (3.0 kt a^{-1}) und Vergrabung im Sediment (2.4 kt a^{-1}) erklären.

Mit einer TN-Retention von 52% liegt unser Modell deutlich oberhalb der empirischen Abschätzungen. Allerdings wird im Budget von *Witek et al.* (2003) die Stickstofffixierung in der Danziger Bucht als Eintragsquelle vernachlässigt.

6.2.3 Kurisches Haff

Das Kurische Haff ist ein ähnlich flaches Haff wie das Oderhaff, es weist ebenso eine durchschnittliche Tiefe von 3.8 m auf. Die Memel (Njemen, Nemunas) mündet im Süden des Haffs nahe der Stadt Klaipeda und liefert 96% der Frischwasserzufuhr für das Haff, *Svaney* (1998). Im Nordwesten wird das Haff durch die Kurische Nehrung von der offenen Ostsee getrennt, nur im äußersten Norden gibt es eine Verbindung

durch die Klaipeda-Straße. Dementsprechend ist auch das Kurische Haff mit 0.85‰ vergleichsweise wenig salzhaltig. Die Residenzzeit des Wassers im Haff beträgt 75 Tage, *Svaney* (1998).

Nach der Formel von *Nixon et al.* (1996) ergibt sich somit eine Retention von 60% für TN und 49% für TP. Allerdings weist auch das Kurische Haff keine Akkumulationsgebiete für Sediment auf. Somit ist sein Phosphorbudget bis auf 5% geschlossen, *Svaney* (1998).

Dennoch wird das im Wasser vorhandene TP laut unserem Modell deutlich reduziert, denn 72% des Phosphors (und 4% des Stickstoffs) werden als Sedimenttransport exportiert. Insgesamt ergibt sich laut Modell eine Retention von 40% für TN und 3% für TP.

In *Razinkovas et al.* (2010) wird die TN-Retention auf 41% abgeschätzt, somit können wir davon ausgehen, dass das Modell die Denitrifizierung im Kurischen Haff quantitativ richtig abschätzt.

Bemerkenswert für das Kurische Haff ist das molare N:P-Verhältnis der Flusseinträge, das mit 80:1 (von 1992 bis 1996) deutlich oberhalb des Redfield-Verhältnisses liegt. Deswegen und aufgrund der langgezogenen, flachen Form der Lagune stellt sie einen idealen Ort für Phosphorassimilation dar. Während des Transports entlang der Lagune kehrt sich das N:P-Verhältnis im Sediment um. Aufgrund der stattfindenden Denitrifizierung wird der Stickstoff entfernt, somit hat das Sediment, das durch die Klaipeda-Straße exportiert wird, ein N:P-Verhältnis von gerade einmal 8:1. Sedimentproben bestätigen dies, während die Sedimente im zentralen Haff ein N:P-Verhältnis um das Redfield-Verhältnis haben, haben die grobsandigen Sedimente nahe der offenen Ostsee ein N:P-Verhältnis von etwa 1/2 Redfield, *Emelyanov* (2001).

6.2.4 Rigaer Meerbusen

Der Rigaer Meerbusen ist ein Becken der Ostsee, das im Westen durch die Irbestraße (Strait of Irbe) mit der zentralen Ostsee, im Norden durch den Moon-Sund mit dem Finnischen Meerbusen verbunden ist. Zwischen beiden Sunden liegen die Inseln Saaremaa und Muhu, die zu Estland gehören. Der Meerbusen umfasst ein Gebiet von 19000 km² und ist bis zu 67 m tief, *Wassmann* (2005). Entscheidend für die Hydrographie des Beckens ist der Frischwasserzufluss durch die Daugava (Düna) im Süden, der etwa 20 km³ a⁻¹ beträgt. Je nach jahreszeitlicher Variation des Eintrags von Frischwasser beträgt der mittlere Salzgehalt im Rigaer Meerbusen 4-7‰, *Yurkovskis et al.* (1993).

Aus den Flusseinträgen erhält der Rigaer Meerbusen jährlich 113 kt Stickstoff und 2.05 kt Phosphor. Somit beträgt das molare Verhältnis der Einträge 122:1, liegt also deutlich oberhalb des Redfield-Verhältnisses von 16:1. Folglich wäre eine P-Limitierung im Rigaer Meerbusen zu erwarten. Tatsächlich jedoch ist dies nur in der Flusswasserfahne der Daugava der Fall, die sich im südlichen Teil des Beckens befindet. Die euphotische Schicht ist ansonsten während der gesamten Periode thermischer Schichtung N-limitiert, *Tamminen and Seppälä* (1999). Nach *Wassmann* (2005) unterscheiden sich der nördliche und südliche Teil des Rigaer Meerbusens stark, während der südliche Teil stark durch Flussfrachten eutrophiert wird, ist der nördliche Teil im Vergleich zu anderen Regionen der Ostsee vergleichsweise wenig von Eutrophierung betroffen.

Eine Ursache dafür könnte der starke Austausch mit der zentralen Ostsee sein, während die Flusseinträge nur 11% zum Gesamtwasserbudget des Beckens beitragen, macht der Transport durch die Irbenstraße 57% aus und der durch den Moon-Sund 32%.

Die Tatsache, dass der Rigaer Meerbusen diese zwei Ausgänge hat, wird leider in veröffentlichten Nährstoffbudgetanalysen für dieses Becken nicht berücksichtigt. Sowohl *Yurkovskis et al.* (1993) als auch *Savchuk* (2002) ignorieren diese Tatsache, die allerdings unseren Modellergebnissen zufolge nicht zu vernachlässigen ist. Im Paper von *Savchuk* (2002) wird die Retention von TN auf 67% abgeschätzt, die Retention von TP auf 10%. Abschätzungen für die Retention von TP variieren jedoch stark. Während *Yurkovskis et al.* (1993) eine Retention von nur 9% annimmt und sich dabei auf Budgetrechnungen stützt, schließt *Carman et al.* (1996) aus Sedimentationsuntersuchungen auf eine Retention von 40%.

Unser Modell liefert eine Stickstoff-Retention von 82% und eine Phosphor-Retention von 19%. Somit liegen die Exporte von Nährstoffen aus der Daugava aus dem Meerbusen etwa im Redfield-Verhältnis. Unser Modell liefert eine höhere Stickstoffretention als *Savchuk* (2002), was insofern nicht verwundert, als dass das im Norden des Meerbusens befindliche Wasser weniger eutrophiert ist und die Vernachlässigung dieses Exports somit zu einer Überschätzung der Retention führt. Die Retention von Phosphor liegt im Spektrum der empirischen Werte. Da unser Modelllauf allerdings nur 35 Jahre umfasst, könnte das Modellergebnis eine Überschätzung der tatsächlichen Retention darstellen, denn nach *Müller-Karulis and Aigars* (2011) beträgt die Residenzzeit von Phosphor im Rigaer Meerbusen 38 Jahre.

Nach *Yurkovskis et al.* (1993) beträgt die Retention von DIN 75-88% und die Retention von DIP 43%. Nach unserem Modell werden nur 6% des durch die Daugava eingetragenen Stickstoffs bzw. 24% des durch die Daugava eingetragenen bioverfügbaren Phosphors als DIN oder DIP exportiert. Knapp die Hälfte des Stickstoff- und Phosphorexports finden als Sedimenttransport statt. Dieser erfolgt zu zwei Dritteln durch die Irbenstraße und zu einem Drittel durch den Moon-Sund. Das ist durch die

Bathymetrie bedingt, die Irbenstraße weist eine Tiefe von 35 m auf, der Moonsund hingegen nur eine Tiefe von 5 m. DIN, PON und POP werden etwa zu gleichen Teilen durch beide Sunde exportiert. Der effektive Phosphatexport hingegen findet überwiegend durch die Irbenstraße statt.

6.2.5 Finnischer Meerbusen

Der Finnische Meerbusen ist das östlichste Becken der Ostsee. Seine Fläche beträgt etwa 30000 km², abhängig davon, wo man seine östliche Grenze definiert. Er ist ohne eine Schwelle direkt mit der zentralen Ostsee verbunden, daher gibt es keine physikalische Barriere, die eine Abgrenzung zur zentralen Ostsee eindeutig macht. Seine Tiefe reicht von etwa 100 m an der westlichen Grenze bis 60 m im zentralen Teil.

Der Finnische Meerbusen stellt ein Übergangsgebiet von Süß- zu Brackwasser dar, denn in seinem östlichen Teil mündet die Neva. Ihr Frischwassereintrag variiert von 42 km³ a⁻¹ bis zu 115 km³ a⁻¹ und macht damit über 80% der gesamten Flusseinträge in den Meerbusen aus. Die Neva mündet zunächst in die flache und etwa 45 km lange Nevabucht. An diese schließt sich westwärts der tiefere zentrale Teil des Finnischen Meerbusens an. In diesem herrscht, wie in der zentralen Ostsee, eine permanente haline Schichtung vor, die Salzgehalte reichen von etwa 3‰ in der Nevabucht bis etwa 8‰ in der Tiefe, *Alenius et al.* (1998).

Die mittlere Strömung im Finnischen Meerbusen ist entgegen dem Uhrzeigersinn gerichtet. Er weist somit eine zyklonale Zirkulation auf, die sich allerdings nicht als ein beständiges Strömungsmuster manifestiert, sondern nur als statistischer Mittelwert ergibt, denn die Amplitude der mittleren Strömung beträgt nur 1-2 cm s⁻¹ und ihre Persistenz nur 6-26%, *Alenius et al.* (1998). Neben windgetriebenen Strömungen, die auch Küstenauftrieb bewirken, spielt die halin getriebene ästuarine Zirkulation eine bedeutende Rolle.

Die Neva trägt erhebliche Mengen an Stickstoff und Phosphor in den Finnischen Meerbusen ein und macht ihn zu einem stark von Eutrophierung betroffenen Teil der Ostsee. Insgesamt betragen die Einträge in den Finnischen Meerbusen durch Flüsse, Städte und Industrie etwa 140 kt a⁻¹ an Stickstoff und 11.8 kt a⁻¹ an Phosphor. Aufgrund der ungehinderten Verbindung zur offenen Ostsee und der ausgeprägten halinen Zirkulation im Finnischen Meerbusen sind die aus der Ostsee importierten Mengen jedoch erheblich größer und betragen 351 kt a⁻¹ an Stickstoff und 38 kt a⁻¹ an Phosphor, *Perttilä et al.* (1995). Die in die zentrale Ostsee exportierten Mengen betragen 419 kt a⁻¹ an Stickstoff und 30 kt a⁻¹ an Phosphor. Die Nettoflüsse, die sich aus diesen Schätzungen ergeben, sind somit als kleine Differenz großer Zahlen mit erheblicher Unsicherheit behaftet.

Aus dem von *Perttilä et al.* (1995) aufgestellten Budget ergibt sich, dass der Finnische Meerbusen eine interne Retention von 66% für Stickstoff und von 168% für Phosphor aufweist. Dass die Retention von Phosphor über 100% liegt, bedeutet, dass der Finnische Meerbusen für die zentrale Ostsee eine Senke und keine Quelle von Phosphor darstellt. Misst man die Retention als totale Retention, siehe Abschnitt 6.2, so ergibt sich, dass 24% des Stickstoffs und 40% des Phosphors, die insgesamt in dieses Becken gelangen, dort das Ökosystem verlassen. Aufgrund der überwiegenden Mengen der aus der zentralen Ostsee importierten Nährstoffe sagen diese Zahlen jedoch wenig über das Schicksal der Nährstoffe aus der Neva aus.

In einer Studie von *Pitkänen* (1991) wurde ebenfalls eine Nährstoffbilanz im Finnischen Meerbusen aufgestellt, jedoch nur für seinen östlichen Abschnitt östlich der finnischen Insel Suursari. Dieser östliche Teil ist aufgrund der dort mündenden Neva erheblich mehr von Eutrophierung betroffen als der westliche Teil. *Pitkänen* (1991) schließt, dass dieser östliche Teil in Bezug auf Phosphor ausgewogene Importe und Exporte aus dem westlichen Teil des Meerbusens aufweist. Die Stickstoffexporte in den westlichen Teil betragen nur 29% der Flusseinträge. Somit ergibt sich eine interne Retention von 100% für Phosphor und von 71% für Stickstoff. Jedoch tragen auch zum Nährstoffbudget dieses östlichen Teils die Importe aus dem westlichen Teil im größeren Maße bei als die Einträge der Neva. Es darf also nicht geschlussfolgert werden, dass die Flussfrachten der Neva hier um 71% bzw. 100% reduziert werden. Betrachtet man nämlich die totale Retention, so zeigt sich, dass insgesamt nur 36% bzw. 38% des hier eingetragenen Stickstoffs bzw. Phosphors in diesem östlichen Teil des Finnischen Meerbusens entfernt werden.

Kombiniert man die beiden Studien (*Perttilä et al.* (1995) und *Pitkänen* (1991)), so lässt sich die vielleicht beste Abschätzung für die Retention von aus der Neva eingetragenen Nährstoffen im Golf von Finnland gewinnen: 54% des Stickstoffs und 66% des Phosphors, die in den östlichen Teil des Finnischen Meerbusens eingetragen werden, verbleiben im gesamten Finnischen Meerbusen und gelangen nicht in die zentrale Ostsee.

Die Ergebnisse unseres Modells sehen anders aus: Sie ergeben eine Retention von 94% des Neva-Stickstoffs und 23% des Neva-Phosphors im Finnischen Meerbusen im Zeitraum 1992-1996.

Ein Ansatz zur Erklärung der geringeren Retentionsrate von Phosphor im Modell ergibt sich aus dem betrachteten Zeitraum: In den Jahren 1992-1996 sinken die Phosphoreinträge der Neva als Reaktion auf den ökonomischen Umbruch nach dem Zerfall der Sowjetunion deutlich. Der Zeitraum zwischen dem Eintrag von Phosphor durch die Neva und seinem Export aus dem Finnischen Meerbusen wird von unserem Modell jedoch auf etwa 12 Jahre geschätzt. Die Phosphor-Exporte spiegeln den Rückgang der Frachten also noch nicht wieder, sondern stammen aus den 80er Jahren, als die höchsten Phosphorfrachten auftraten.

Die erhebliche Stickstoffretention ist jedoch vermutlich einer Überschätzung der Denitrifizierung geschuldet. *Tuominen et al.* (1998) schätzt die jährliche Denitrifizierung im Finnischen Meerbusen auf 45 kt, also nur 47% der jährlichen Flussfracht, jedoch scheint selbst dieser Wert eine Überschätzung darzustellen, *Jäntti et al.* (2011). Die Denitrifizierungsraten betragen nur 1/6 der von *Shaffer and Rönner* (1984) in der zentralen Ostsee gemessenen Werte. Allerdings wird in unserem Modell die Denitrifizierung in der zentralen Ostsee und im Finnischen Meerbusen auf dieselbe Weise ausgerechnet, nur der Stickstoffgehalt des Sediments, die Sauerstoffkonzentration und die Temperatur gehen in seine Berechnung ein. Das erklärt die Überschätzung dieses Prozesses im Finnischen Meerbusen.

Daher soll das vom Modell ermittelte Schicksal des Stickstoffs aus der Neva in dieser Arbeit nicht weiter untersucht werden, wir geben zu, dass die derzeitige Modellkonfiguration nicht in der Lage ist, es zu verfolgen.

6.3 Vertikaltransporte durch saisonale Dynamik im Nahrungsnetz

Die Saisonalität biologischer Prozesse in der Wassersäule impliziert auch eine Saisonalität des vertikalen Transports von Nährstoffen. Ursache dafür sind die verschiedenen Vertikalgeschwindigkeiten, die Stickstoff und Phosphor aufweisen, je nachdem in welcher Form sie im System vorkommen. Während Diatomäen und Detritus sinken, steigen Cyanobakterien in Richtung Oberfläche auf. In gelöster Form vorhandene Nährstoffe werden zwar nur mit dem umgebenden Wasser transportiert, unterliegen aber bei vertikalen Gradienten einer Diffusion, die ebenfalls einen Vertikaltransport bewirkt.

Betrachten wir zunächst in Abbildung 6.7 die Propagation der Nährstoffe in der Gotlandsee durch den Phasenraum der biogeochemischen Zustandsvariablen und in der Vertikalen. Die Abbildung zeigt die Gesamtmengen an Stickstoff und Phosphor während des Simulationsjahres 1996. Von Januar bis März sind fast alle Stickstoffkonzentrationen konstant, lediglich im Sediment ist eine Abnahme des Detritus zu beobachten, was durch Denitrifizierung verursacht wird. Im März setzt die Frühljahrsblüte ein und Nitrat wird, insbesondere in der Deckschicht, von Diatomäen aufgenommen. Somit beginnt es aus der Oberflächenschicht auszusinken, was durch die Transformation in Detritus beschleunigt wird. Ab April beginnt also der Detritus-Pool in den tiefen Modellschichten und insbesondere der im Sediment anzuwachsen. Die Konzentration von Nitrat geht dabei stark zurück, die in Abbildung 6.7 zu erkennende Restmenge, die in der Deckschicht verbleibt, befindet sich in küstennahen, phosphatlimitierten Gebieten. Mit dem Aussinken der Diatomäen

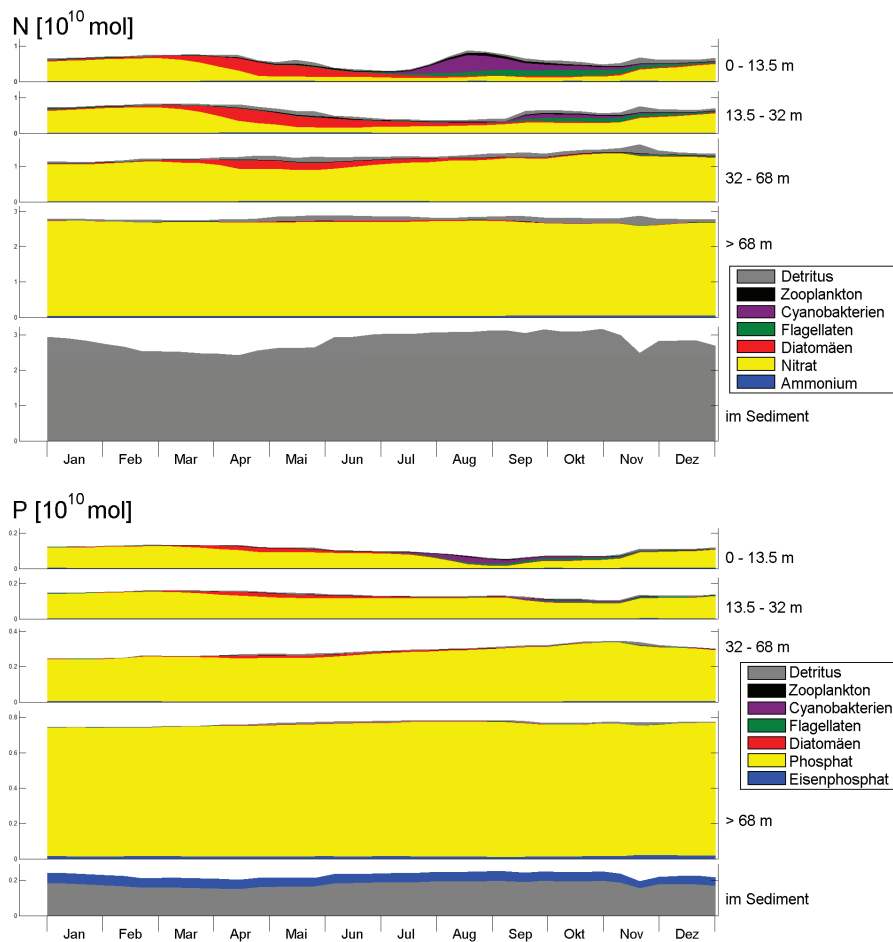


Abbildung 6.7: Saisonale Entwicklung der Gesamtmengen von bioverfügbarem Stickstoff (ohne DON) und Phosphor in verschiedenen Tiefenschichten der Gotlandsee. Modelljahr 1996.

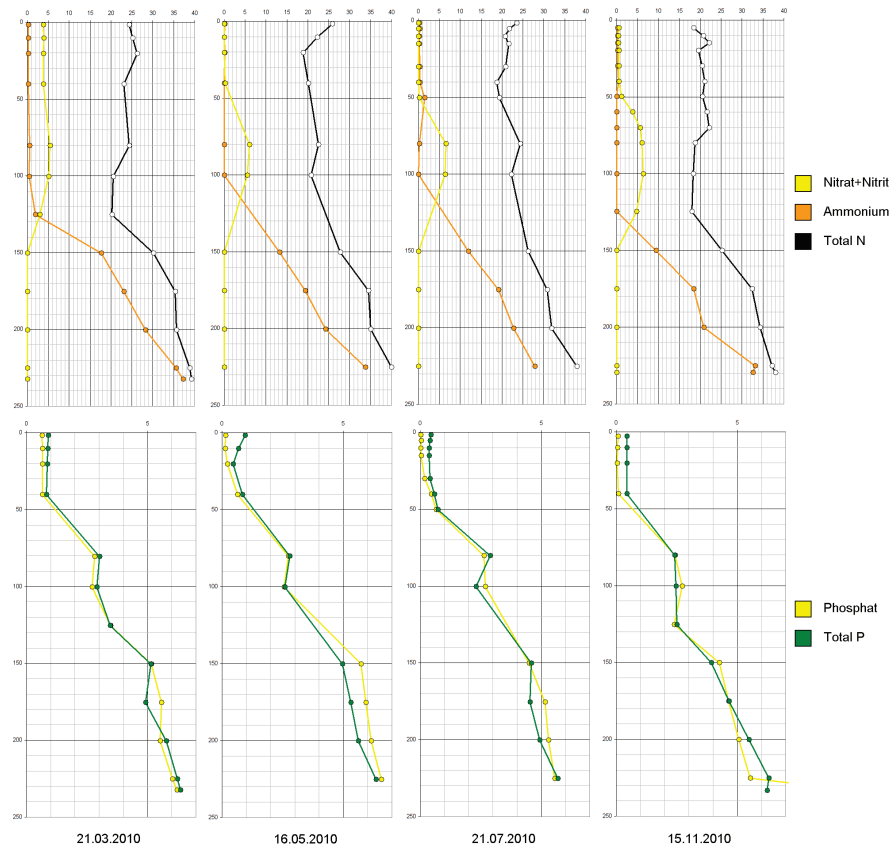


Abbildung 6.8: Vertikalprofile von Stickstoff- und Phosphorkonzentrationen an der Station 271 im Gotlandbecken ($20.17^{\circ}\text{E}, 57.33^{\circ}\text{N}$). Messungen im Rahmen des Ostsee-Monitorings aus der Datenbank des Instituts für Ostseeforschung Warnemünde.

bzw. des Detritus verringert sich auch die Gesamtmenge an in der Deckschicht befindlichem Stickstoff im Modell um gut die Hälfte. (Der DON-Pool ist hierbei nicht berücksichtigt.) Der in den Sedimenten befindliche Stickstoff stabilisiert sich bereits im Juni bei einer Menge von 30 Gmol, denn die weitere Akkumulation von Detritus wird durch Denitrifizierung ausgeglichen. Ebenfalls von Juni an geht auch die Konzentration an Diatomäen zurück, da ihr Wachstum durch Nitrat limitiert ist. Flagellaten wachsen auch bei geringeren Stickstoffkonzentrationen, allerdings erreicht ihre Konzentration nicht die der Diatomäen während der Frühlingsblüte. Im August jedoch beginnen in der Deckschicht Cyanobakterien zu wachsen. Diese entnehmen den Stickstoff direkt aus N_2 , somit steigt die Gesamtmenge an Stickstoff in der Deckschicht wieder an. Im September mischt ein Sturmereignis Cyanobakterien in die Schicht unterhalb von 13.5 m. Dieses Windereignis ist auch in einer kurzzeitigen Abnahme der Stickstoffkonzentration im Sediment zu erkennen, dieses wird erodiert. Ein weitaus effektiver wirkendes Sturmereignis ist im November zu erkennen, es mobilisiert im Sediment lagernden Detritus in allen Tiefenschichten, bis unterhalb von 68 m. Dies ist allerdings einfacher möglich, da im November keine Thermokline mehr existiert, was auch daran zu erkennen ist, dass Nitrat aus den tieferen Schichten wieder in die Deckschicht gelangt. Der Novembersturm beschleunigt diese Einmischung deutlich und stellt die Winterkonzentration von Nitrat in der Oberflächenschicht wieder her.

Im Phosphorbudget lassen sich dieselben Prozesse erkennen, mit einigen Unterschieden. Phosphor im Sediment ist einer geringeren jahreszeitlichen Schwankung unterworfen, da es keine Senke wie die Denitrifizierung gibt. Generell setzen biologische Prozesse nur einen geringen Teil der Phosphatkonzentrationen um, da sich die größten Phosphatmengen in großer Tiefe befinden. In der Deckschicht jedoch wird die Phosphatmenge zunächst durch die Diatomäen reduziert und schließlich durch das Wachstum der Cyanobakterien fast aufgebraucht.

Zum Vergleich dieses Modellverhaltens mit Messwerten sind in Abbildung 6.8 Vertikalprofile von Stickstoff- und Phosphorkonzentrationen von der Station 271 im östlichen Gotlandbecken dargestellt. Klar zu erkennen ist die Abnahme von Nitrat und Phosphat während der Frühlingsblüte, die sich in den gemessenen Profilen bis in eine Tiefe von 50 m erstreckt. Die Total-N-Konzentration wird zu einem großen Teil von refraktorem DON ausgemacht, das sich offenbar im Wesentlichen passiv verhält. Dennoch ist der Rückgang der DIN-Konzentration von März bis Mai in der Deckschicht auch mit einem Rückgang der TN-Konzentration verbunden, was ein Aussinken des partikulären Stickstoffs nahelegt. Das Vorhandensein von Ammonium in der Deckschicht im Juli zeigt, dass auch trotz des vollständig aufgebrauchten Nitrats noch Atmung stattfindet und weist somit auf das Vorhandensein von Cyanobakterien hin. Ebenso zeigt sich zwischen Mitte Mai und Ende Juli ein weiterer Rückgang der Phosphatkonzentration in der Deckschicht, analog zum Modell. Die Differenz zwischen Total-P und Phosphat in der Deckschicht zeigt das Vorhandensein von partikulärem Phosphor. In den tieferen Schichten allerdings treten häufig

Messungen der TN-Konzentration auf, die deutlich unter der Phosphatkonzentration liegen, diese Inkonsistenz zeigt Messunsicherheit. In guter Übereinstimmung mit dem Modell steht, dass die Phosphatkonzentrationen zum Boden hin erheblich zunehmen und sich somit die größte Menge des Phosphors in der Tiefe befindet, wo er für Primärproduktion nicht zur Verfügung steht.

In der Gotlandsee durchläuft also aufgrund ihrer Tiefe der größte Anteil der Nährstoffe, auf Jahresskala betrachtet, keine biologischen Prozesse. Ein anderes Bild zeigt sich in der Danziger Bucht, siehe Abbildung 6.9. Diese ist durch den Einstrom von Nitrat und Phosphat aus der Weichsel dominiert, wobei das N:P-Verhältnis deutlich oberhalb des Redfield-Verhältnisses liegt. Daher akkumulieren in der Oberflächenschicht im Januar bis März große Mengen an Nitrat. Mit dem Einsetzen der Frühljahrsblüte werden diese nach und nach in Detritus überführt und gelangen ins Sediment. Trotz in ausreichendem Maße verfügbaren Nitrats erreicht die Menge der Diatomäen Ende April ihren Maximalwert, da das Wachstum durch die Verfügbarkeit von Phosphat limitiert wird. Da dieses aber ständig nachgeliefert wird, einerseits aus der Weichsel, andererseits aus den Sedimenten, in denen Denitrifizierung den Stickstoff entfernt, ist die Konzentration von Phytoplankton, insbesondere Diatomäen, das ganze Jahr über hoch. Nach und nach gelangt fast das gesamte Nitrat ins Sediment und wird dort denitrifiziert, oder aber es strömt aus der Bucht aus. Variationen im Detritus-Pool auf kleinen Zeitskalen sind auf Sedimentation und Erosion zurückzuführen. Besonders zwischen Sedimenten und Deckschicht gibt es offenbar erheblichen Stickstofftransfer durch diese Prozesse. (Deckschicht und Sediment können direkt kommunizieren, wo die Wassertiefe entsprechend gering ist.)

Die Menge des Phosphors, die in den Sedimenten der Danziger Bucht liegt, macht etwa ein Drittel der Gesamtmenge des Phosphors aus. Die Konzentration von Eisenphosphat unterliegt nur geringen Schwankungen, da sich dieses auf einer mehrjährigen Zeitskala bildet. Unterhalb der Deckschicht dominiert, wie auch in der Gotlandsee, das Phosphat den Phosphorpool.

Während im Gesamtphosphorgehalt der Deckschicht nur geringe Schwankungen auftreten, schwankt die Menge an Stickstoff (außer DON) dort um einen Faktor 3. Das ist zum einen auf die jahreszeitlichen Schwankungen im Flusseintrag zurückzuführen, andererseits aber auch durch die Entfernung von Stickstoff durch Denitrifizierung, gerade in den Sommermonaten, verursacht. Da das Phosphat bei der Remineralisierung vom Detritus im Sediment aber größtenteils wieder in die Wassersäule gelangt, zeigen sich in der TP-Konzentration in der Deckschicht nur geringere Schwankungen.

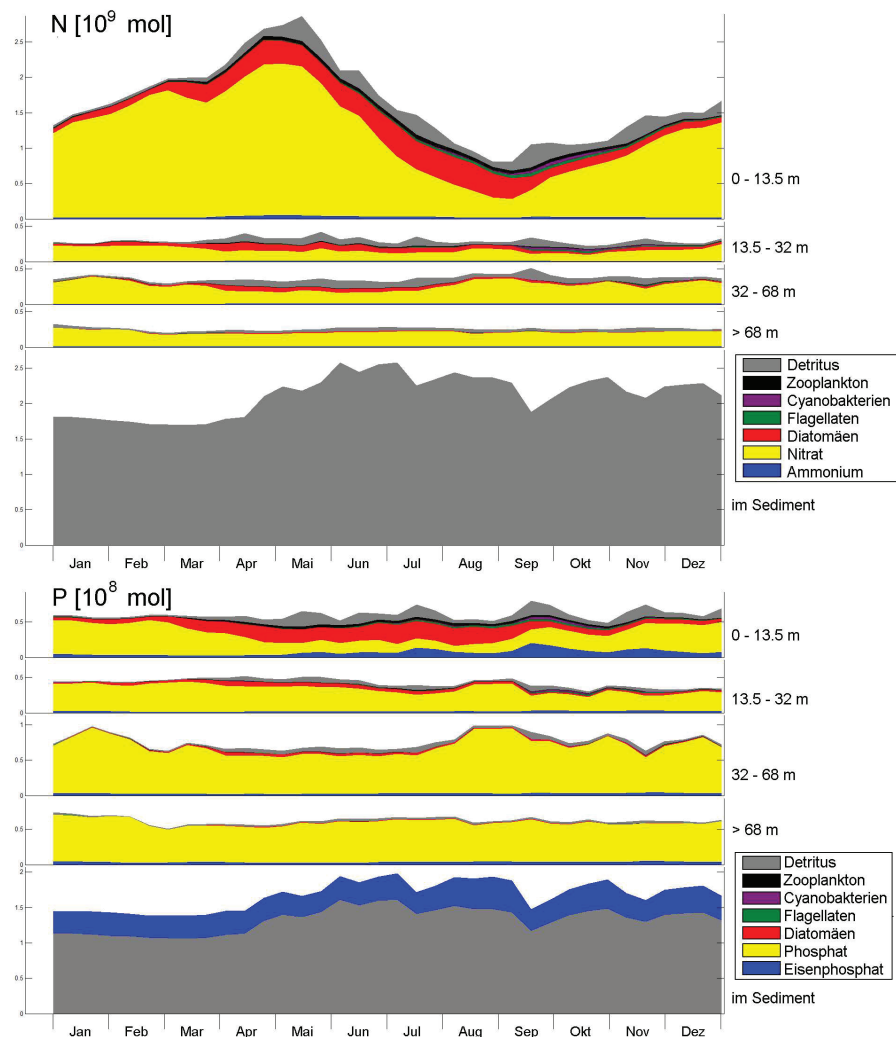


Abbildung 6.9: Saisonale Entwicklung der Gesamtmengen von bioverfügbarem Stickstoff (ohne DON) und Phosphor in verschiedenen Tiefenschichten der Danziger Bucht. Modelljahr 1996.

6.4 Physikalische Transporte

6.4.1 Großräumige Zirkulation der Ostsee

Da die Ostsee in humidem Klima gelegen ist, übersteigen die Niederschläge die Verdunstung. Durch die zusätzliche Frischwasserzufuhr durch Flüsse, (siehe Abschnitt 2.6), entsteht ein ständiger Zustrom an Volumen, der durch einen Nettoausstrom durch die dänischen Straßen kompensiert werden muss. Dem Ausstrom steht dort ein Einstrom von salzhaltigem Nordseewasser entgegen, der baroklin und gravitationsgetrieben, vor allem aber auch barotrop und episodisch, da von einer speziellen Windsituation begünstigt, stattfinden kann. Daraus ergibt sich, dass die Ostsee ein Brackwassermeer mit einer vertikalen (und horizontalen) salinen Schichtung ist. In diesem Sinne verhält sich die Ostsee über längere Zeitskalen wie ein Ästuar, und eine entsprechende Zirkulation ist in ihr zu finden.

Unterhalb der Haloklinen strömt salzhaltiges Wasser in die verschiedenen Becken der Ostsee ein, oberhalb fließt weniger salzhaltiges Wasser in Richtung Nordsee aus. Aufgrund der Erdrotation, verbunden mit der Erhaltung der potentiellen Vorticity, sind diese Strömungen jedoch nicht homogen über die gesamte Breite der Ostsee verteilt, sondern konzentrieren sich an den Rändern. Somit ergibt sich in den großen Becken der Ostsee (Gotlandsee, Finnischer Meerbusen, Rigaer Meerbusen, Bottensee und Bottenwiek) eine zyklonale Strömung in der Oberflächenschicht, (*Leppäranta and Myrberg*, 2009, Seite 144). Diese mittlere Strömung ist in geostrophischer Balance mit den durch die Salzgehaltsverteilung bedingten Druckgradienten und führt über Zeiträume von Monaten oder Jahren zu großräumigen Transporten. Mit Strömungsgeschwindigkeiten bis zu 5 cm s^{-1} ist sie jedoch vergleichsweise schwach; windgetriebene Strömungen überlagern dieses mittlere Strömungssignal und können um einen Faktor 10 stärker sein. Aufgrund der episodischen Natur der Windfelder sind jedoch auch die windgetriebenen Strömungen auf Zeitskalen von wenigen Tagen stabil und tragen somit eher zu mesoskaliger Vermischung als zu großräumigem Transport bei. Das Strömungssystem der Ostsee wird daher auch als “haline conveyor belt” bezeichnet, *Döös et al.* (2004).

6.4.2 Großräumige Nährstofftransporte nach Eintragsquelle

Die großskaligen Strömungen bewirken auch großskalige Nährstofftransporte, die sich im Modell abschätzen lassen. In diesem Abschnitt sollen Transporte von Stickstoff und Phosphor aus den markierten Flüssen über ausgewählte Transekte durch die Ostsee abgeschätzt und diskutiert werden.

Abbildung 6.10 stellt die gewählten - zonalen oder meridionalen - Schnitte dar, auf denen der Transport erfolgt. In den Abbildungen 6.11 bis 6.15 werden die Transporte über diese Schnitte dargestellt und die Ausbreitungswege der Nährstoffe aus den markierten Flüssen anhand dieser diskutiert.

Prinzipiell erfahren Nährstoffe aus allen Flüssen ein ähnliches Schicksal: Sie werden vom Fluss in ein Mündungsgebiet eingetragen und von dort aus weiter in die Gotlandsee transportiert. Dort werden sie von der mittleren, zyklonal gerichteten Strömung advektiert und umkreisen Gotland. Ein Teil der Nährstoffe verlässt die Gotlandsee in angrenzende Becken.

Gesamttransport von N und P

Der Gesamttransport von N und P in der Ostsee wird durch die zyklonale Zirkulation um Gotland herum dominiert. Diese transportiert jährlich etwa 150 kt Stickstoff und 30 kt an Phosphor um die Insel herum.

Die Stickstofftransporte werden durch von Cyanobakterien fixierten Stickstoff dominiert. Der Transport aus markierten Flüssen eingetragenen Stickstoffs hat eine Größenordnung von 50 kt a^{-1} und nimmt von Süd nach Nord ab. Somit beträgt dieser Transport nur etwa $1/7$ der jährlichen bioverfügbaren Flusseinträge. Umgekehrt ist das Verhältnis beim Phosphor, ein Transport von 65 kt a^{-1} um Gotland herum übersteigt deutlich den jährlichen Gesamteintrag von Phosphor in die Ostsee. Der Transport wird im Modell dominiert durch den Anteil des "unmarkierten Phosphor", der vermutlich zum größten Teil aus der Anfangsbedingung stammt und vor 1962 durch Flüsse eingetragen wurde.

Flussstickstoff wird während des Transports um Gotland herum vor allem durch Denitrifizierung aufgebraucht. Ein Teil des Flussstickstoffs wird auch in angrenzende Becken der Ostsee exportiert. Der Export in Richtung Arkonabecken macht nur 3 kt a^{-1} aus.

Für Phosphor beträgt dieser Nettoexport ebenfalls etwa 3 kt a^{-1} . Für "unmarkierten Phosphor" zeigt sich kein Nettoexport, da dessen Exporte aus der Gotlandsee durch Importe von Phosphor aus der Nordsee und den deutschen und dänischen Gewässern kompensiert werden.

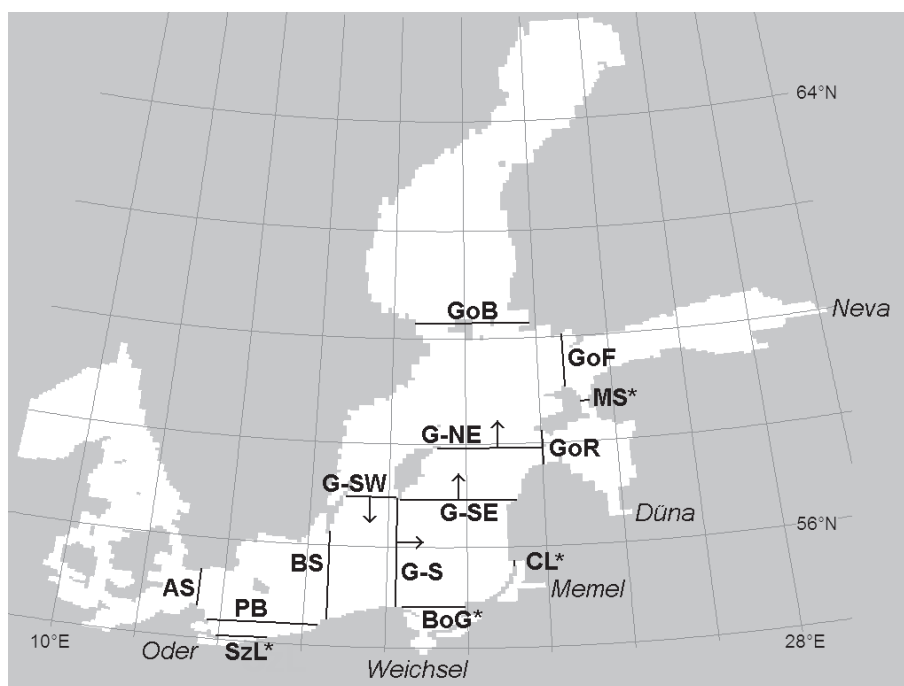


Abbildung 6.10: Lage und Bezeichnung verschiedener zonaler und meridionaler Schnitte durch die Ostsee, über die in den Abbildungen 6.11 bis 6.15 Nährstofftransporte dargestellt sind. Für mit einem * gekennzeichnete Transekte ist nur der Absolutbetrag des Nettotransports bekannt, seine Verteilung auf die verschiedenen Modellvariablen wird allein aus dem advektiven Transport abgeschätzt.

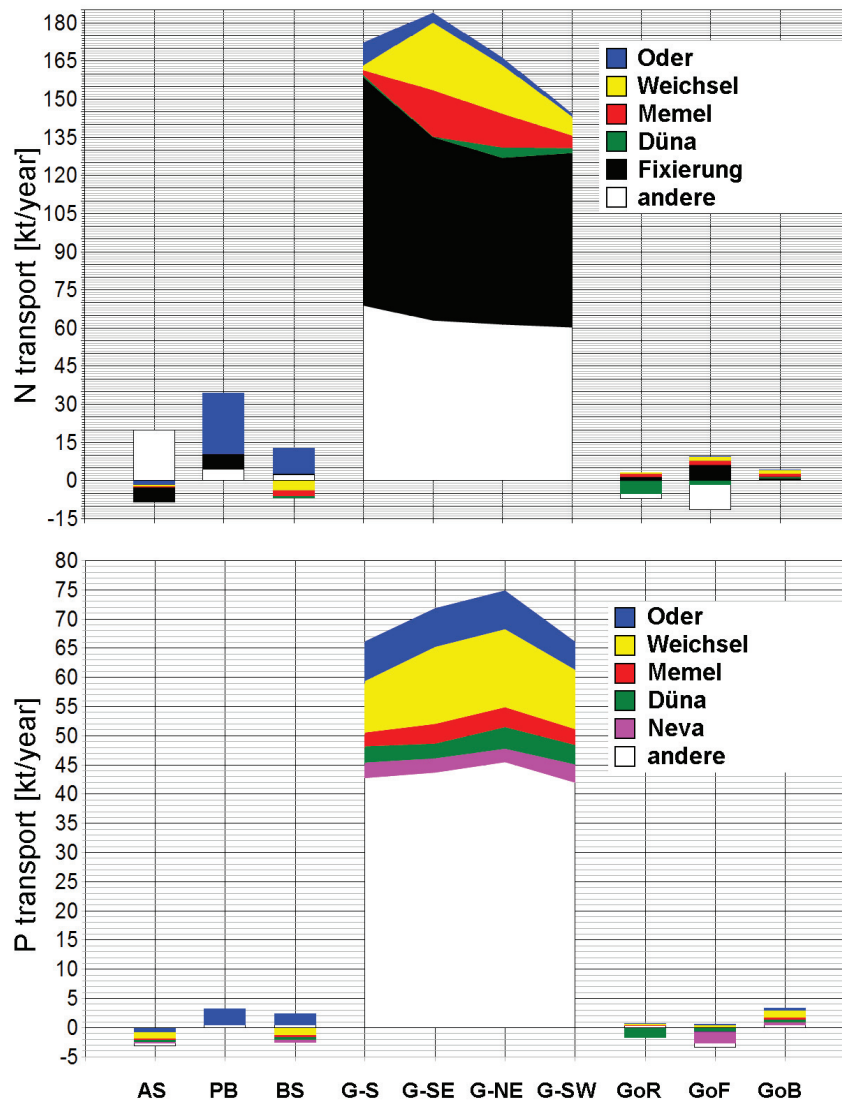


Abbildung 6.11: Nettotransport von Stickstoff und Phosphor über verschiedene Schnitte, unterschieden nach Eintragsquelle. Mittelwert von 1992-1996. Positive Werte bezeichnen nord- oder ostwärtige Transporte, mit Ausnahme von G-SW. Die Fraktion “andere” enthält auch durch diese Flüsse, aber vor 1962, eingetragene Nährstoffe.

Transport von N und P aus der Oder

Der größte Teil des Stickstoffs, der das Stettiner Haff verlässt, tut dies in Form von Nitrat. Der Export aus der Pommerschen Bucht hingegen setzt sich zu je einem Drittel aus DIN, PON und Sedimenttransport zusammen. (Der “Detritus”-Transport findet im Modell überall im Wesentlichen in Bodennähe statt, der Detritus wurde aus den Sedimenten resuspendiert.) Der Sedimenttransport setzt sich bis ins südliche Gotlandbecken fort, jedoch nicht weiter. Der Stickstoff umrundet Gotland, wird aber auf seinem Weg nach und nach durch Denitrifizierung entfernt.

Die aus der Oder stammenden Sedimenttransporte von Phosphor sind erheblich, aus der Pommerschen Bucht heraus machen sie etwa die Hälfte des Gesamtexports von Phosphor aus der Oder aus. (Sedimenttransport von Phosphor findet in den Zustandsvariablen “Detritus” und “Eisenphosphat” statt.) Zum Teil setzt sich der Sedimenttransport rings um Gotland herum fort. Die überwiegende Mehrheit des Phosphors aus der Oder wird jedoch als Phosphat um Gotland herum transportiert. Phosphor aus der Oder wird in signifikanten Mengen in die Arkonasee und den Finnischen und Bottnischen Meerbusen transportiert. Aus der Arkonasee kommt ein Teil als Sedimenttransport zurück, aus dem Bottnischen Meerbusen als Phytoplankton.

Transport von N und P aus der Weichsel

Aus der Weichsel stammender Stickstoff und Phosphor werden zum überwiegenden Teil in gelöster anorganischer Form transportiert. Partikuläre Flüsse und Sedimenttransport machen zumeist maximal 1/5 des Gesamttransports aus. Nur etwa 7% des Stickstoffs, der die Danziger Bucht verlässt, wird westwärts in Richtung des Bornholmbeckens transportiert. Der Rest umrundet Gotland entgegen dem Uhrzeigersinn und wird während einer Umrundung nahezu vollständig denitrifiziert.

Die Menge an Phosphor aus der Oder, die jährlich Gotland umrundet, entspricht etwa dem doppelten Eintrag. Es werden knapp 1.2 kt a^{-1} in Richtung Bornholmsee und in Richtung Bottnischem Meerbusen transportiert, zumeist in Form von Phosphat.

Transport von N und P aus der Memel

Während der Export von Memel-Stickstoff aus dem Kurischen Haff zumeist in Form von Nitrat erfolgt, verlassen 2/3 des Phosphors dieses durch Sedimenttransport. Das

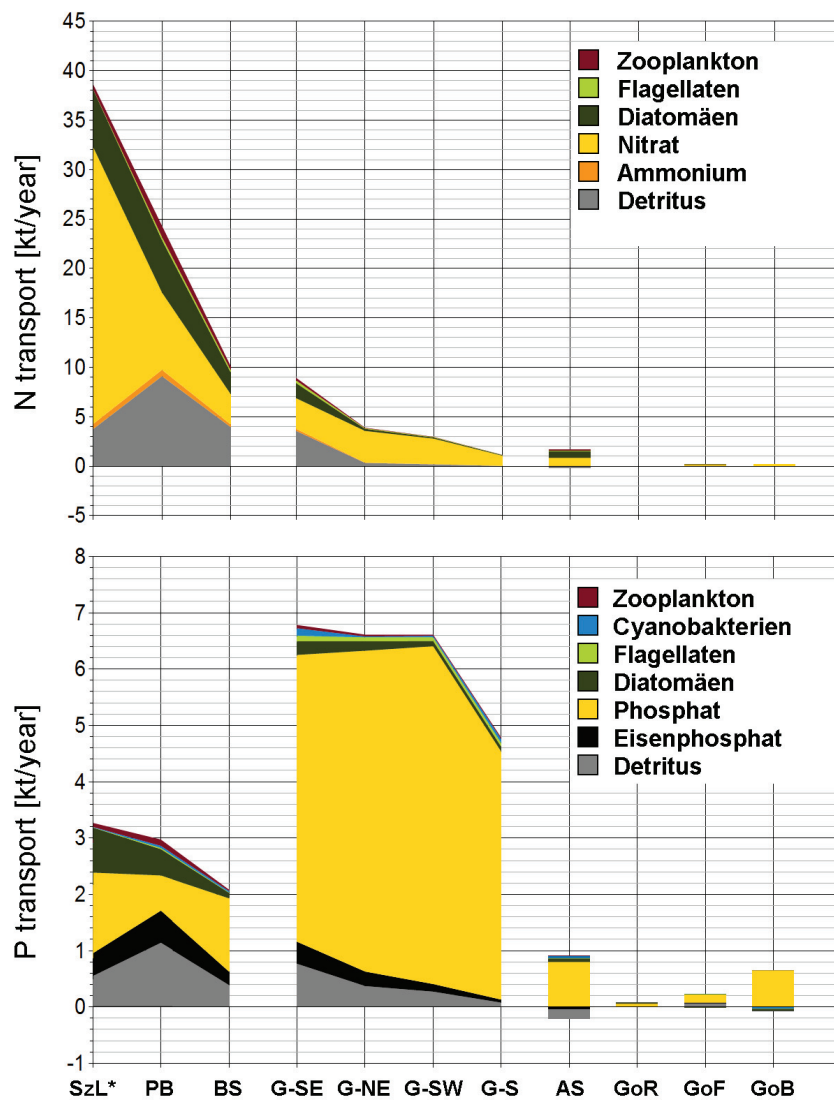


Abbildung 6.12: Nettotransporte von Stickstoff und Phosphor aus der Oder über verschiedene Schnitte, unterschieden nach Modellvariable. Mittelwert von 1992-1996. Transport hin zur Gotlandsee, Zirkulation darin und Exporte daraus (v.l.n.r.). Bioverfügbare Einträge der Oder betrugen in diesem Zeitraum 56.6 kt a^{-1} an N und 3.3 kt a^{-1} an P.

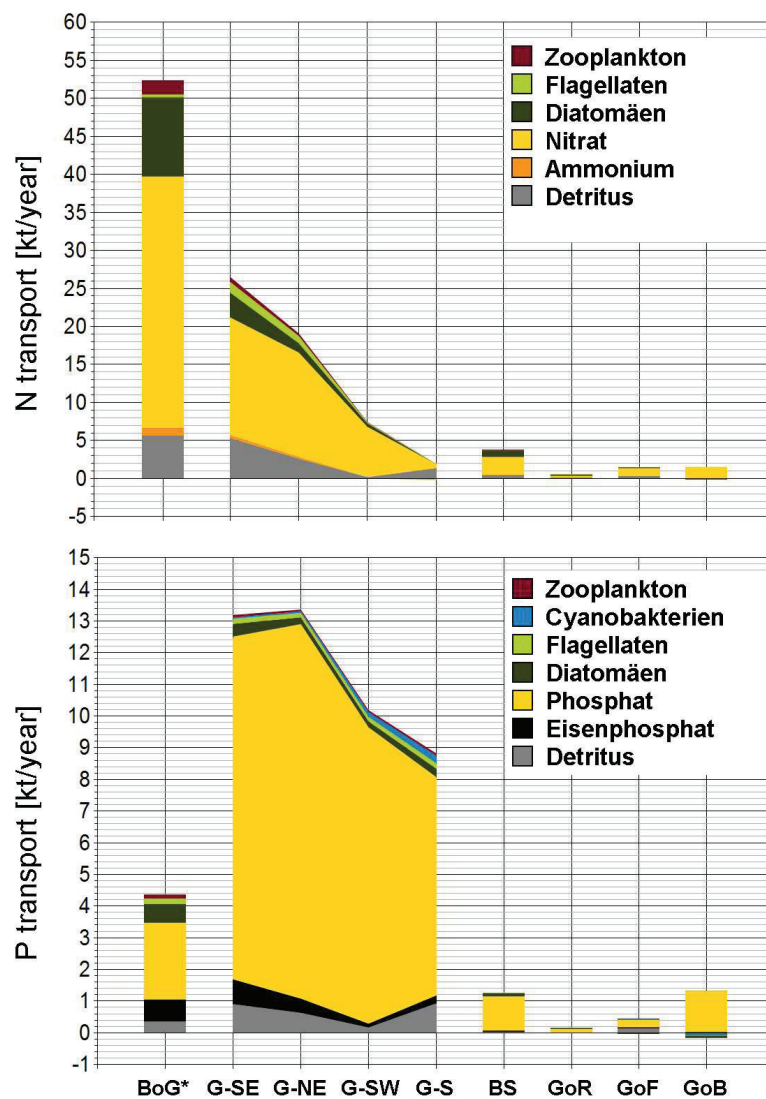


Abbildung 6.13: Nettotransporte von Stickstoff und Phosphor aus der Weichsel über verschiedene Schnitte, unterschieden nach Modellvariable. Mittelwert von 1992-1996. Transport hin zur Gotlandsee, Zirkulation darin und Exporte daraus (v.l.n.r.). Bioverfügbare Einträge der Weichsel betrugen in diesem Zeitraum 109.0 kt a^{-1} an N und 5.2 kt a^{-1} an P.

Verhältnis zwischen den Zustandsvariablen “Detritus” und “Eisenphosphat” spiegelt das N:P-Verhältnis im Sediment wieder. Während “Detritus” Stickstoff und Phosphor im Redfield-Verhältnis von 16:1 enthält, wird darüber hinausgehender Phosphor in der Zustandsvariable “Eisenphosphat” gespeichert. Das Verhältnis von Eisenphosphat und Detritus von 1:1 zeigt also, dass aus dem Haff exportiertes Sediment ein N:P-Verhältnis hat, das der Hälfte des Redfield-Verhältnisses entspricht. Dies spiegelt die starke Denitrifizierung im Haff wieder. *Emelyanov* (2001) bestätigt diese Elementverhältnisse im Sediment, während schlammige Sedimente im Inneren der Lagune noch N und P im Redfield-Verhältnis enthalten, enthalten die sandigen Sedimente in der Nähe der offenen Ostsee gegenüber diesem doppelt so viel Phosphor.

Das stickstoffarme sedimentäre Material wird zunächst nordwärts transportiert, ein Teil davon gelangt in den Rigaer, ein Teil in den Finnischen Meerbusen. Ein weiterer Teil wird östlich von Gotland wieder nach Süden transportiert und landet im südlichen Gotlandbecken. Der quantitativ bedeutendste Transport von Phosphor aus der Memel findet jedoch in Form einer Zirkulation von gelöstem Phosphat um Gotland herum statt. Das ist insofern bemerkenswert, als dass der Export von gelöstem Phosphat aus dem kurischen Haff unter 0.1 kt a^{-1} liegt, somit ist anzunehmen, dass ein erheblicher Teil des im Sediment exportierten Phosphors im Gotlandbecken wieder in die Wassersäule gelangt, siehe auch Abschnitt 6.5.3.

Der Stickstofftransport zeigt das auch für andere Flüsse übliche Bild: Während einer Umrundung Gotlands wird der Stickstoff denitrifiziert. Ein im Vergleich zu anderen Flüssen bemerkenswert hoher Export von Stickstoff von 1.2 kt a^{-1} erfolgt in den Rigaer Meerbusen, 40% davon werden als Phytoplankton dorthin advektiert. Phosphor wird in signifikanten Mengen sowohl westwärts in Richtung Bornholmsee als auch nordwärts in Richtung des baltischen Meerbusens transportiert.

Transport von N und P aus der Düna

Nitrat und Phytoplankton werden in etwa gleichen Teilen durch Irbenstraße und Moonsund exportiert, Phosphat und Sediment jedoch bevorzugt durch die Irbenstraße in Richtung Gotlandbecken. Im Finnischen Meerbusen zeigt sich dann ein gegenläufiger Transport. Während Nitrat, Phytoplankton und Phosphat von dort in Richtung Gotlandsee exportiert werden, ist der Netto-Sedimenttransport von Stickstoff und Phosphor in den Finnischen Meerbusen hineingerichtet.

Insgesamt sind die Transporte von Stickstoff aus der Düna gering, sie betragen über jeden der betrachteten Schnitte maximal 10% des jährlichen Eintrags. Dies spiegelt die hohe Retention durch Denitrifizierung im Rigaer Meerbusen wider. Sowohl Stickstoff als auch Phosphor umkreisen Gotland entgegen dem Uhrzeigersinn und werden

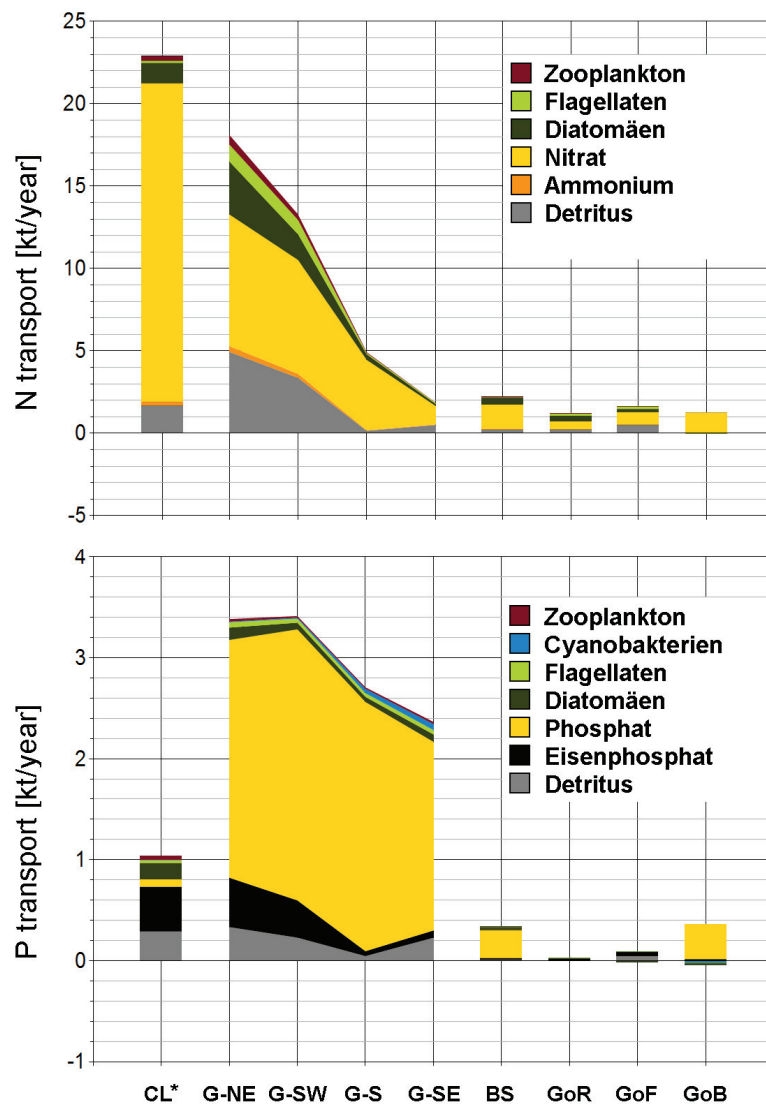


Abbildung 6.14: Nettotransporte von Stickstoff und Phosphor aus der Memel über verschiedene Schnitte, unterschieden nach Modellvariable. Mittelwert von 1992-1996. Transport hin zur Gotlandsee, Zirkulation darin und Exporte daraus (v.l.n.r.). Bioverfügbare Einträge der Memel betrugen in diesem Zeitraum 36.8 kt a^{-1} an N und 1.0 kt a^{-1} an P.

zum Teil in Richtung Bornholmsee und Bottnischem Meerbusen exportiert.

Transport von N und P aus der Neva

Da, wie in Abschnitt 6.2.5 diskutiert, die Nährstoffdynamik des Finnischen Meerbusens vom Modell nur unzureichend wiedergegeben wird, und insbesondere die Denitrifizierung erheblich überschätzt wird, wird von einer Diskussion des Schicksals von Nährstoffen aus der Neva anhand von Modelldaten Abstand genommen.

6.5 Sedimentation und Sedimenttransport

6.5.1 Validation von Sedimenttransport im Modell

Wie an den Ergebnissen im letzten Abschnitt zu erkennen, kann der Sedimenttransport im Modell einen erheblichen Anteil am Gesamttransport von Nährstoffen ausmachen. Daher ist es sehr wichtig, dass diese Transporte im Modell gut repräsentiert werden.

Eine quantitative Abschätzung zur Stärke des Sedimenttransports findet sich in *Christiansen et al.* (2002a). In dieser Studie wurde das sich vom Oderhaff in Richtung des Arkona- und Bornholmbeckens bewegende Sediment untersucht. Ein mittels gemessener Daten der Sedimentkonzentration in der bodennahen Grenzschicht kalibriertes Modell zum Sedimenttransport lieferte hierbei Hochrechnungen für den gesamten jährlichen Sedimentfluss. Ergebnisse der Untersuchungen sind:

- Die kritische Schubspannung liegt im Bereich um 0.015 N m^{-2} , da stets eine leicht erodierbare “fluffy layer” das darunterliegende Sediment bedeckt.
- Die mittleren Konzentrationen an Stickstoff und Phosphor in den obersten 1 cm betragen $19\text{--}138 \mu\text{mol g}^{-1}$ bzw. $8\text{--}91 \mu\text{mol g}^{-1}$, bezogen auf die Trockenmasse, und nehmen von der Oder zum Arkona-Becken hin zu.
- Der Gesamtfluss an suspendiertem Material beträgt 550 kt a^{-1} aus der Pommerschen Bucht in Richtung Arkonabecken und 370 kt a^{-1} in Richtung Bornholmbecken.
- Somit ist der Sedimentexport aus der Pommerschen Bucht etwa doppelt so groß wie die Menge an Sediment, die aus der Oder in die Pommersche Bucht gelangt.

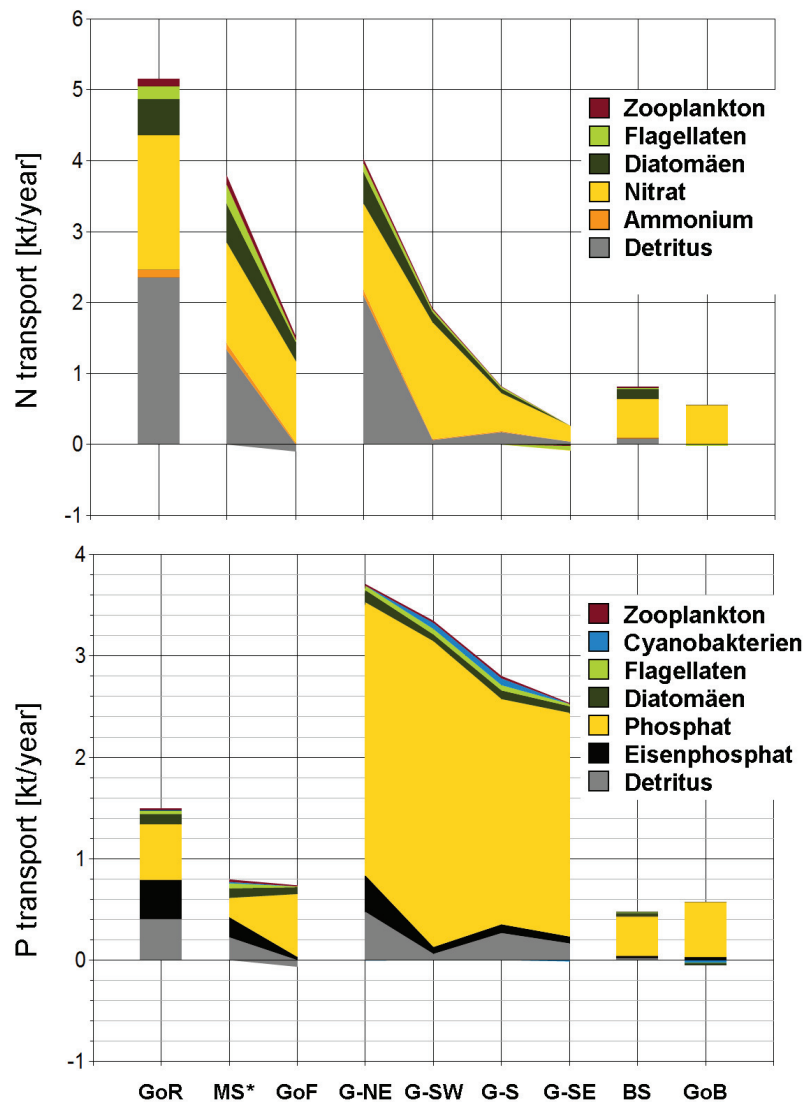


Abbildung 6.15: Nettotransporte von Stickstoff und Phosphor aus der Düna über verschiedene Schnitte, unterschieden nach Modellvariable. Mittelwert von 1992-1996. Transport hin zur Gotlandsee, Zirkulation darin und Exporte daraus (v.l.n.r.). Bioverfügbare Einträge der Düna betrugen in diesem Zeitraum 55.0 kt a^{-1} an N und 2.9 kt a^{-1} an P.

Die Stickstoff- bzw. Phosphorkonzentrationen im Modell liegen im richtigen Bereich, weisen aber zu starke räumliche Schwankungen auf um sie sinnvoll punktweise mit den Messungen vergleichen zu können. Der Phosphorgehalt des Sediments im Arkonabecken wird allerdings unterschätzt, das N:P-Verhältnis im Sediment also überschätzt.

Emeis et al. (2002) schätzt die Transporte von N und P aus der Pommerschen Bucht auf Basis der Sedimentexporte und der Konzentrationen der Nährstoffe im Sediment ab. Als Ergebnis werden ein Export von 8.2 kt a^{-1} an N und 0.8 kt a^{-1} an P ins Arkonabecken und 5.6 kt a^{-1} an N und 0.5 kt a^{-1} an P ins Bornholmbecken erhalten. In der Summe ergeben sich ein Stickstoffexport von 13.8 kt a^{-1} und ein Phosphorexport von 1.3 kt a^{-1} durch suspendierte Sedimente der Pommerschen Bucht. Dies stimmt angesichts erheblicher Unsicherheiten in der Bestimmung des Nährstoffgehalts im Sediment recht gut mit den im Modell erhaltenen Abschätzungen von 8.9 kt a^{-1} an N und 1.7 kt a^{-1} an P überein.

Ebenfalls in Übereinstimmung mit dem Modell konnte in *Emeis et al.* (2002) keine Präferenz für die Erosion vom N oder P gefunden werden.

Für die zentrale Ostsee findet sich in *Malmaeus and Karlsson* (2012) eine Abschätzung für die Gesamtmenge an Phosphor, die in leicht erodierbaren Sedimenten mobilisierbar ist. Diese wird, allerdings nur durch Extrapolation von Proben auf der nordwestlichen (schwedischen) Seite der zentralen Ostsee, auf 55 bis 156 kt geschätzt. Dabei wird der untere Wert von den Autoren als realistischer bewertet. Die Abschätzung gilt für Sedimente, die sich in einer Tiefe ab 60 m befinden.

Die im Modell vorhandene Menge an Sedimentphosphor schwankt dort jahreszeitlich, sie beträgt im Februar 62 kt, im Juni bis August 82 kt (im klimatologischen Mittel von 1987 bis 1996). Auf den Tiefenbereich unterhalb von 67 m entfallen dabei 53-62 kt, was in sehr guter Übereinstimmung mit den Abschätzungen von *Malmaeus and Karlsson* (2012) ist.

6.5.2 Mechanismen für küstensenkrechten Sedimenttransport

Da die mittlere Strömung, wie es die Erhaltung der potentiellen Vorticity verlangt, parallel zu den Isobathen gerichtet ist, kann Transport mit der mittleren Strömung nicht die Sedimente von der Küste in die Tiefenbecken befördern. Drei weitere Mechanismen sollen hier darauf untersucht werden, ob sie für den Materialtransport in die Becken entscheidend sind.

- Der erste Mechanismus sind bestehende schwerkraftgetriebene Bodenströmungen, die aufgrund von Salinitätsgradienten existieren.

- Der zweite Mechanismus sind schwerkraftgetriebene Bodenströmungen, die aufgrund der höheren Dichte des Bodenwassers durch die Suspension von Sedimentpartikeln entstehen und hangabwärts verlaufen.
- Der dritte Mechanismus ist eine Diffusion, die durch zufällig hangauf- oder abwärts orientierte Strömungen verursacht wird. Diffusion beschreibt bekanntlich einen gerichteten Transport, der aufgrund einer ungerichteten Bewegung der transportierten Partikel zustandekommt. (Voraussetzung ist ein Gradient in deren Konzentration, der in unserem Fall durch die häufigere Erosion in flachen Gebieten bewirkt wird.)

Transport durch saline Bodenströmungen

Saline Bodenströmungen existieren in der Ostsee und sind ein entscheidender Prozess, um salzhaltiges Nordseewasser bis in die Tiefenbecken zu fördern. Durch das Überströmen von Schwellen gelangt das Nordseewasser zunächst ins Arkonabecken, dann in das Bornholmbecken und schließlich ins Gotlandbecken. In diesem existiert eine zyklonale barokline Tiefenströmung, *Hagen and Feistel (2007)*.

Für die Ausbreitung einer Bodenströmung sind drei Kräfte entscheidend:

- Zum ersten die reduzierte Schwerkraft, die durch den Dichteunterschied von Boden- und Oberflächenwasser existiert, und die daraus resultierende hangabwärts gerichtete Komponente,
- Zum zweiten die Corioliskraft, die auf der Nordhalbkugel um 90° rechts zum Geschwindigkeitsvektor gerichtet ist,
- Zum dritten Reibungskräfte (Bodenreibung und interne Reibung gegenüber der Oberflächenschicht).

Bei geringer Reibung verläuft die Bodenströmung parallel zum Hang, den Hang an der rechten Seite lassend, da in diesem Fall die Corioliskraft die hangabwärts gerichtete Komponente balanciert. Ist bei sehr flachen, langsamen Strömungen die Reibungskraft dominierend gegenüber der Corioliskraft, so verläuft die Strömung hangabwärts. Den Winkel der Strömung zum Hang bestimmt die Ekman-Zahl, die als Verhältnis zwischen Reibungs- und Trägheitskräften definiert ist.

In unserem Modell sind diese Tiefenströmungen repräsentiert. Es muss unterschieden werden zwischen permanenten baroklinen Strömungen und nur auf synoptischer Zeitskala existenten Signalen. Durch die dänischen Straßen, den Talweg nördlich von Bornholm und schließlich über die Stolper Rinne gibt es einen mittleren baroklinen

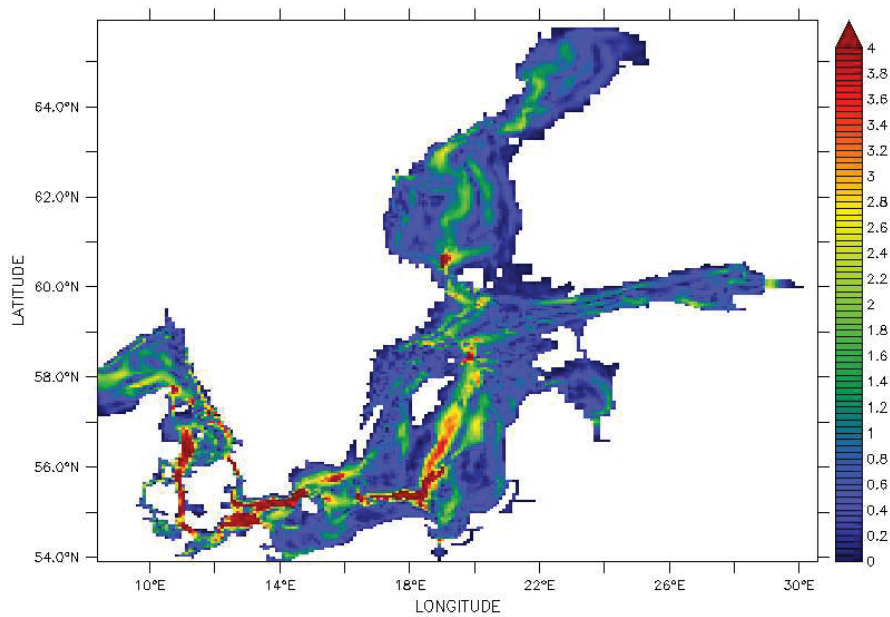


Abbildung 6.16: Betrag der baroklinen Strömung am Boden (unterste zwei U-Punkte) in cm s^{-1} . Mittelwert des Modelljahres 1996.

Einstrom, siehe Abb. 6.16. (Das bedeutet nicht, dass er permanent existiert, sondern nur, dass er zum zeitlichen Mittel der Strömung dort beiträgt.) Kleinskalige barokline Strömungen kommen als Reaktion auf episodische Anregungen in der gesamten Ostsee vor.

Abbildung 6.17 zeigt die mittlere durch barokline Strömung am Boden erreichte Vertikalgeschwindigkeit, die sich aus dem Produkt der horizontalen baroklinen Geschwindigkeit (in den untersten drei Modellzellen) und der Bodenneigung ergibt. Mittelt man diese Vertikalgeschwindigkeit über das Modellgebiet, so ergibt sich eine Abwärtsgeschwindigkeit von $1.2 \mu\text{m s}^{-1}$. Das entspricht immerhin 38 m a^{-1} , somit kann barokline Strömung am Boden in erheblichem Maße zum Vertikaltransport von Sediment beitragen. Die räumlichen Muster zeigen allerdings, dass die barokline Strömung keineswegs homogen ist. Bei Einströmen hinter der Darßer Schwelle, hinter dem Bornholmsgatt und in der Stolper Rinne ist sie talwärts gerichtet mit bis zu $50 \mu\text{m s}^{-1}$. An den Hängen im küstennahen Bereich liegt ihr Betrag stets unterhalb von $10 \mu\text{m s}^{-1}$, und ihr Vorzeichen variiert. (Die im nördlichen Gotlandbecken zu erkennenden starken auf- und abwärts gerichteten baroklinen Strömungen sind vermutlich ein Artefakt, das sich aus der Definition der dargestellten Größe ergibt: Dargestellt ist Abweichung der Bodenströmung von der mittleren Strömung, multipliziert mit dem Neigungswinkel. Existiert nun eine barotrope Strömung, die in Bodennähe durch Bodenreibung verlangsamt wird, so ergibt auch dies einen Beitrag. Die dargestellten Strukturen sind durch das Überströmen von Topographie durch die großskalige barotrope Strömung verursacht.)

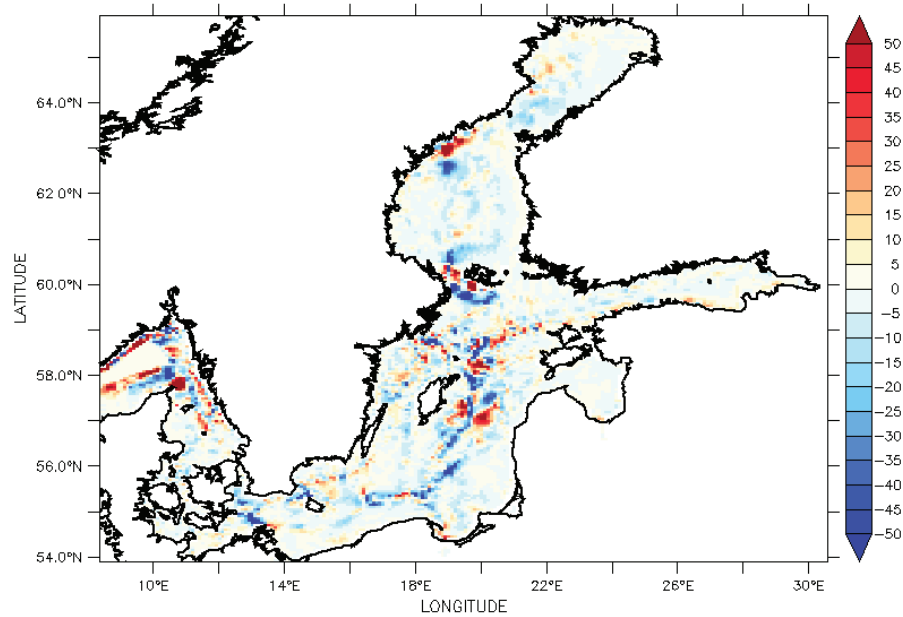


Abbildung 6.17: Mittlere Vertikalgeschwindigkeit als Produkt der baroklinen Strömung am Boden und der Hangneigung in $\mu\text{m s}^{-1}$. Mittelwert des Modelljahres 1996. Negative Werte (blau) bedeuten hangabwärts gerichtete Strömung.

Gelangt also suspendiertes Material in den Talweg von der Darßer Schwelle zum Gotlandbecken, so ist mit einem schnellen hangabwärtsgerichteten Transport des Sediments zu rechnen. Allerdings darf die Strömungsgeschwindigkeit des Wassers nicht mit der Transportgeschwindigkeit des Sediments gleichgesetzt werden. Die Erosionshäufigkeit ist für das Verhältnis der beiden Geschwindigkeiten maßgeblich.

Transport durch schwerkraftgetriebene Strömungen durch suspendierte Partikel

Gelangt sedimentäres Material in Suspension, so erhöht es durch seine Dichte die mittlere Dichte des umgebenden Wassers. Geschieht dies am Hang, so bewirkt das eine hangabwärts gerichtete Beschleunigungskomponente, die proportional der reduzierten Schwerkraft ist. Diese bestimmt sich durch

$$g' = g \frac{\rho_{sw} - \rho}{\rho} . \quad (6.1)$$

Hierbei bezeichnet ρ_{sw} die Dichte der Sediment-Wasser-Suspension. Sie ergibt sich aus

$$\rho_{sw} = \frac{\rho_s}{c_s + (1 - c_s) \frac{\rho_s}{\rho_w}} , \quad (6.2)$$

wobei ρ_s die Sedimentdichte und c_s den Massenanteil des Sediments in der Suspension bezeichnet.

Beispiele für repräsentative Messwerte gab *Christiansen et al.* (2002a) für die Station “Wiek” (54.6010°N, 13.7607°E) an:

$$\rho_s = 1.435 \text{ g cm}^3, \quad (6.3)$$

$$\rho_w = 1.008 \text{ g cm}^3, \quad (6.4)$$

$$c_s = 8 \cdot 10^{-6} \quad (6.5)$$

$$\Rightarrow \rho_{sw} = 1.0080024 \text{ g cm}^3 \quad (6.6)$$

$$\Rightarrow g' = 0.000024 \text{ m s}^{-2} \quad (6.7)$$

Um die Geschwindigkeit abzuschätzen, mit der eine solche Suspension einen Hang hinunterströmt, betrachten wir einen sehr einfachen Modellfall. Wir nehmen eine um den Winkel α geneigte Ebene an. Auf dieser befindet sich eine Suspension, darüber Meerwasser. Durch ihre erhöhte Dichte gleitet sie mit einer Geschwindigkeit v , die wir suchen, hangabwärts. Wir nehmen an, dass der Effekt der Erdrotation vernachlässigt werden kann, und betrachten die Impulsbilanz in Hangrichtung:

$$\rho_{sw} g' h \sin(\alpha) = \tau_b(v) + \tau_i(v). \quad (6.8)$$

Dabei bezeichnet h die Dicke der partikelhaltigen Bodenschicht, τ_b die Bodenreibung und τ_i die interne Reibung gegenüber der ruhenden Wasserschicht darüber. Die Bodenreibung erhalten wir aus der Rauigkeitslänge z_0 , siehe Abschnitt 2.7:

$$\tau_b = \rho_{sw} \frac{\kappa v}{\ln(z_r/z_0)}. \quad (6.9)$$

Hierbei ist z_r die Referenzhöhe, in der die Strömung frei ist, wir setzen $z_r = 1$ m. Um die Oberflächenreibung zu bestimmen, nutzen wir die gemessene Sinkgeschwindigkeit der Partikel ($w_{sink} = 0.003 \text{ cm s}^{-1}$, *Christiansen et al.* (2002a)). Ein Gleichgewicht der Partikelkonzentration in der Grenzschicht zwischen Suspension und darüberliegendem Wasser besteht, wenn die Diffusion nach oben durch den Partikelfluss mit der Sinkgeschwindigkeit balanciert wird:

$$c w_{sink} = D \frac{\partial}{\partial z} c. \quad (6.10)$$

Hierbei ist c Partikelkonzentration und D die turbulente Diffusivität. Wenn wir die Prandtl-Zahl als 1 annehmen, also die Viskosität der Diffusivität entspricht, ergibt sich der vertikale diffusive Impulsfluss zu

$$D \frac{\partial}{\partial z} (v \rho_{sw}) = v \rho_{sw} w_{sink}. \quad (6.11)$$

Nun ist dieser aber gleich der Scherspannung, also gilt

$$\tau_i(v) = v \rho_{sw} w_{sink}. \quad (6.12)$$

Setzen wir in Gleichung (6.8) ein und dividieren durch ρ_{sw} , so ergibt sich eine quadratische Gleichung für v :

$$g'h \sin(\alpha) = \frac{\kappa v}{\ln(z_r/z_0)} + v w_{sink} . \quad (6.13)$$

In *Christiansen et al.* (2002a) wurden Sinkgeschwindigkeiten um 0.003 cm s^{-1} gemessen. Wir wählen $h = 2 \text{ m}$. Die Rauigkeitslänge von feinem Sand beträgt 0.067 cm . Mithilfe dieser Werte können wir die Strömungsgeschwindigkeit bestimmen. Für eine Neigung von 1% ergibt sich eine Strömungsgeschwindigkeit von 1.0 cm s^{-1} . In der zentralen Ostsee oberhalb von 60 m findet sich jedoch eine mittlere Neigung von 0.4‰ . In diesem Fall ergibt sich nur eine Strömungsgeschwindigkeit von 0.031 cm s^{-1} . Das bedeutet aber letztlich, dass eine Neigung von 0.4‰ genügt, damit die Partikel nicht senkrecht, sondern unter einem Winkel von gerade einmal 5.5° zur Horizontalen zu Boden sinken.

Tatsächlich wäre noch die Corioliskraft zu berücksichtigen, sie ist bei diesen Geschwindigkeiten zwar kleiner, aber in der gleichen Größenordnung wie die anderen auftretenden Kräfte und lenkt die Strömung folglich schräg zum Hang ab.

Mit einer Strömungsgeschwindigkeit von 0.031 cm s^{-1} wird eine Distanz von 100 km in einer Zeit von 10.2 Jahren zurückgelegt. Somit könnte diese kleine aber stetige Strömung durchaus einen von der Küste zum Becken gerichteten Sedimenttransport bewirken, zumal wenn man die Dauer mit der langen Residenzzeit von Phosphor (>35 Jahre in unserem Modell) vergleicht. Insbesondere an steilen Hängen, wie sie z.B. am Rand des Gotlandbeckens auftreten, könnte sie erhebliche Nährstofftransporte bewirken. Allerdings ist dieser Prozess in unserem Modell nicht berücksichtigt, die Dichte des Wassers wird hier nur aus Temperatur und Salzgehalt, aber nicht durch die Sedimentkonzentration bestimmt.

Transport durch Diffusion aufgrund des Gradienten der Erosionshäufigkeit

Wenn an der Küste das Fluffy-Layer-Sediment häufiger erodiert wird als in der Beckenmitte, wandert es auf lange Sicht beckenwärts. Ursache dafür ist, dass eine verschiedene Häufigkeit der Erosion auch zu einer verschiedenen mittleren Sedimentkonzentration in der Wassersäule führt. Folglich weist die langzeitgemittelte Sedimentkonzentration einen räumlichen Gradienten auf.

Andererseits bewirken zufällig ausgerichtete, kurzzeitig auftretende ageostrophische Strömungen, wie z.B. Trägheitsoszillationen, eine Zufallsbewegung (random walk) des gerade erodierten Sediments. Diese Zufallsbewegung führt effektiv zu einer Diffusivität, die zusammen mit dem existierenden Gradienten für einen Transport des Sediments in Richtung der weniger häufig erodierten Gebiete bewirkt.

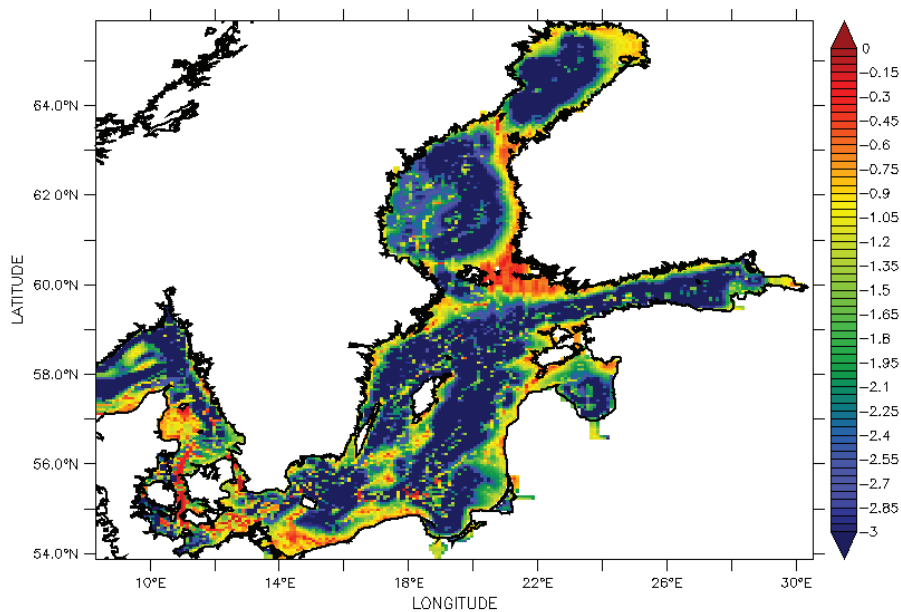


Abbildung 6.18: Natürlicher Logarithmus der Erosionshäufigkeit (Anteil der Zeit, in der im Modell Erosion angenommen wird). Jahresmittelwert des Modelljahres 1966.

Die Erosionshäufigkeit des Sediments im Modell, also den Anteil der Zeitspanne, in der im Modell Erosion stattfand, an der Gesamtzeit, ist in Abbildung 6.18 gezeigt. Da diese von flachen Gebieten zu offenen Becken hin stark abnimmt, wurde eine logarithmische Darstellung gewählt.

Auch in vergleichsweise tiefen Gebieten der Ostsee tritt im Modell noch Erosion auf. Das liegt im Modell vor allem an der Existenz von Trägheitsoszillationen, die auch in der Tiefe noch erhebliche Amplituden von über 5 cm s^{-1} aufweisen. Dass dies ein realistischer Effekt ist, zeigt in Abbildung 6.19 ein Vergleich zwischen Modell- und Messdaten. Die empirischen Strömungsdaten wurden von einem ADCP (Acoustic Doppler Current Profiler) in einem Langzeitmooring im östlichen Gotlandbecken aufgenommen, *Mohrholz et al.* (2011). Auch in der untersten messbaren Tiefe wurden noch Geschwindigkeiten deutlich oberhalb von 5 cm s^{-1} registriert, diese ermöglichen also eine Erosion von Fluffy-Layer-Sediment.

Wie im vorigen Abschnitt wollen wir die effektive Geschwindigkeit abschätzen, mit der dieser Effekt einen beckenwärts gerichteten Transport bewirkt. Dazu betrachten wir den Sedimenttransport als eine Abfolge von Erosions-, Transport- und Sedimentationsprozessen. Der Transport erfolgt somit abschnittsweise, und da die Transportrichtung zufällig ist, stellt der Transport einen “random walk” dar.

Nun gilt für einen hinreichend langen random walk, dass der Erwartungswert der

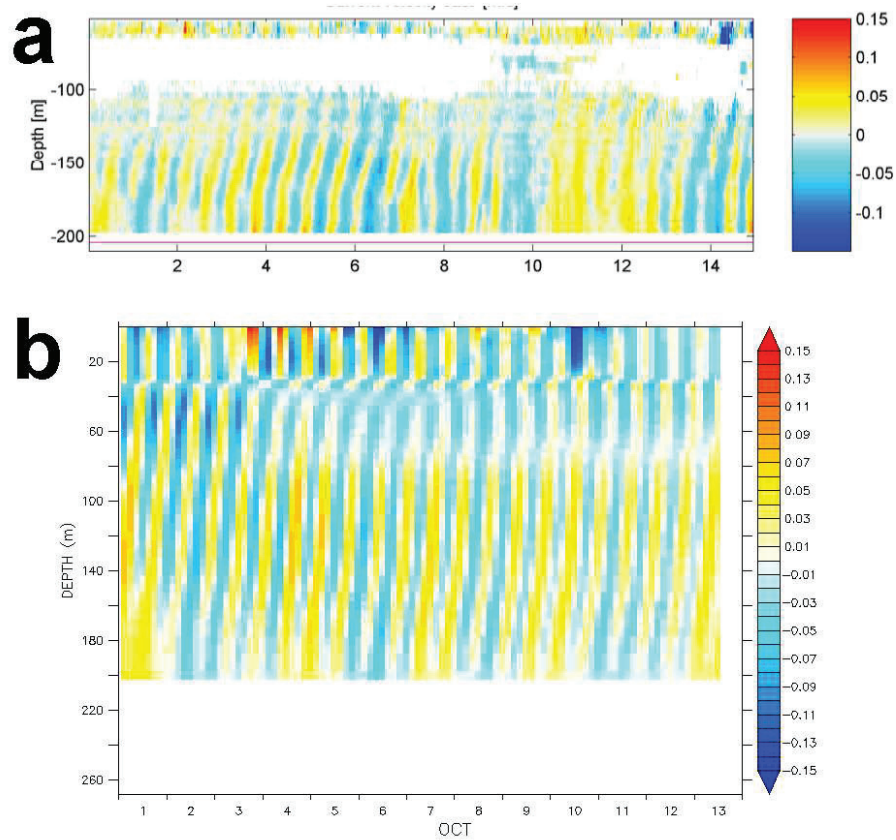


Abbildung 6.19: Ostwärts gerichtete Strömungskomponente an der Station “Gotland NW” (20.3°E , 57.3°N) in m s^{-1} . (a) Mit einem ADCP gemessene Werte, Abbildung zitiert aus *Mohrholz et al.* (2011), die Zeitachse gibt den Tag im September 2011 an. (b) Modelldaten aus dem Simulationsjahr 1966.

Entfernung vom Ausgangspunkt proportional zur Wurzel der Schrittzahl ist, (*Weinstein*, 2012):

$$\overline{|x|} = \sqrt{\frac{2n}{\pi}} x_0, \quad (6.14)$$

wobei $\overline{|x|}$ den erwarteten Abstand zum Ausgangspunkt, n die Schrittzahl und x_0 die (konstant angenommene) Schrittlänge darstellt. Die Schrittzahl n kann wie folgt bestimmt werden:

$$n = \epsilon \frac{T}{t_0}, \quad (6.15)$$

wobei ϵ die Erosionshäufigkeit darstellt, T die Gesamtzeit und t_0 die Dauer eines Transportschritts. Mit dieser lässt sich auch die mittlere Weglänge ausdrücken:

$$x_0 = v_0 t_0, \quad (6.16)$$

wobei v_0 der Betrag der Geschwindigkeit bei der Zufallsbewegung ist. Somit ergibt sich der mittlere zurückgelegte Weg durch

$$\overline{|x|} = \sqrt{\frac{2\epsilon T t_0}{\pi}} v_0. \quad (6.17)$$

Die Diffusivität, die sich daraus ergibt, lautet (*Einstein*, 1905):

$$D = \frac{\overline{|x|}^2}{2T}, \quad (6.18)$$

Einsetzen liefert

$$D = \frac{\epsilon v_0^2 t_0}{\pi}. \quad (6.19)$$

Wir betrachten zwei Fälle, um die Diffusivität abzuschätzen. An der Küste setzen wir

$$v_0 = 0.06 \text{ m s}^{-1}, \quad (6.20)$$

$$\epsilon = 1. \quad (6.21)$$

An einem Punkt weiter von der Küste entfernt setzen wir

$$v_0 = 0.04 \text{ m s}^{-1}, \quad (6.22)$$

$$\epsilon = 0.1. \quad (6.23)$$

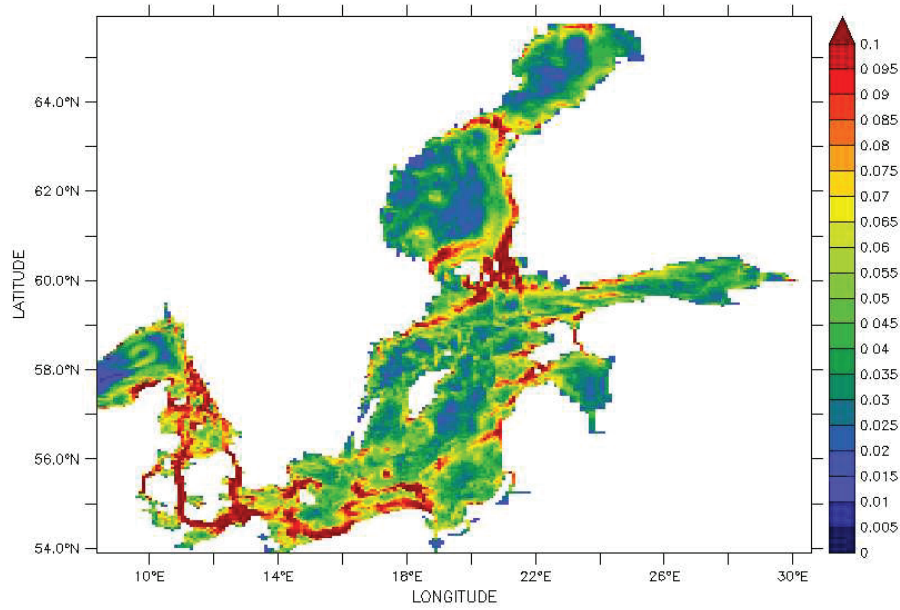


Abbildung 6.20: Absolutbetrag der Strömung in der untersten Modellschicht (modelliert), Mittelwert von August bis Oktober 1966, in m s^{-1} .

(Die Werte für v_0 sind aus Abbildung 6.20 entnommen.) Die Dauer t_0 , in der wir annehmen können, dass die Strömung in eine Richtung erfolgt, setzen wir auf ein Viertel der Trägheitsperiode, $t_0 = 3.5 \text{ h}$. Es ergeben sich Diffusivitäten von $14.4 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ bzw. $0.64 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$. Im küstenfernen Fall entspricht diese Diffusivität etwa der empirisch in der Ostsee mit Tracer-Release-Experimenten bestimmten Werte, so wurden in *Schott and Quadfasel (1979)* Werte von 0.2 bis $1.2 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ gemessen.

Da die Erosionshäufigkeit auf einer Längenskale von $L = 30 \text{ km}$ um eine Größenordnung abnimmt, nehmen wir an, dass ihr räumlicher Gradient sich aus der mittleren Konzentration dividiert durch 30 km ergibt. Somit ergibt sich die effektive Transportgeschwindigkeit zu

$$v_{eff} = DL^{-1}. \quad (6.24)$$

Für die Küste ergibt sich ein Wert von $v_{eff} = 0.048 \text{ cm s}^{-1}$, für den küstenfernen Bereich ein Wert von $v_{eff} = 0.0021 \text{ cm s}^{-1}$. Die Distanz von 30 km wird also an der Küste auf einer Zeitskala von 2 Jahren, im küstenfernen Bereich aber erst in 45 Jahren zurückgelegt. Dieser Effekt erklärt also die Tatsache, dass die küstennahen Bereiche nur geringe Mengen an Phosphor aufweisen.

Der im Modell auftretende beckenwärtige Transport, der sich bis in die Tiefenbecken fortsetzt, ist unter Umständen ein Artefakt der angenommenen horizontalen Diffusivität, siehe Abschnitt 2.3.2. Diese wird proportional zur Scherung gesetzt, es ergibt

sich bei einer angenommenen horizontalen Scherung von 1 pro Monat eine Diffusivität von etwa $4 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$. Somit wird der beckenwärtige Transport im Modell in tiefen Regionen vermutlich überschätzt.

Insgesamt ist der Transport aufgrund des Gradienten der Erosionshäufigkeit jedoch ein realer Effekt, der insbesondere in küstennahen Gebieten für einen effektiven zur Beckenmitte gerichteten Nährstofffluss sorgt.

6.5.3 Die “phosphate pump” - ein Modellartefakt oder real?

Die oben beschriebenen beckenwärts gerichteten Sedimenttransporte bewirken eine Akkumulation von Sediment in den Tiefenbecken, die über die lokale Sedimentation hinausgeht. Gelangt jedoch Eisenphosphat auf diese Weise unter die Redoxkline, genauer gesagt in den Bereich in dem sich H_2S befindet, so wird das in der Verbindung enthaltene Fe^{3+} zu Fe^{2+} reduziert. Das entstehende Eisen(II)-Phosphat ist leicht wasserlöslich, so dass Eisen(II)-Hydroxid und gelöstes Phosphat entstehen. Der somit an der Redoxkline entstehende Phosphatgradient bewirkt durch die turbulente Viskosität einen aufwärtsgerichteten Fluss von Phosphat.

Auf diese Weise kann in einem größeren Gebiet akkumuliertes Phosphat lokal wieder freigesetzt werden. Dieser Mechanismus der “phosphate pump” ist bekannt (*Turnerwitsch and Pohl*, 2010), (*Malmaeus and Karlsson*, 2012), über seinen quantitativen Umsatz existieren offenbar noch keine Abschätzungen.

Betrachten wir die Freisetzung von Phosphat durch diesen Effekt im Modell. In Abbildung 6.21 ist die Freisetzung von Phosphat im Vergleich zur anoxischen Bodenfläche dargestellt. Offensichtlich ist die Freisetzung des Eisenphosphats besonders hoch, wenn die anoxische Fläche wächst. Dennoch existiert eine kontinuierliche Freisetzung von Phosphat auch in Zeiten, in denen die Redoxkline konstant ist oder sogar sinkt.

Im Mittel der Jahre 1992-1996 wurden in der gesamten Ostsee laut Modell 14.61 kt pro Jahr an Phosphor durch die Reduktion von Eisen freigesetzt. In Abbildung 6.22 ist die räumliche Verteilung dieser Umsätze zu erkennen. Der größte Umsatz entfällt auf den Bottnischen Meerbusen, in dem die Anoxie ein Modellartefakt ist, wie folgende Tabelle zeigt:

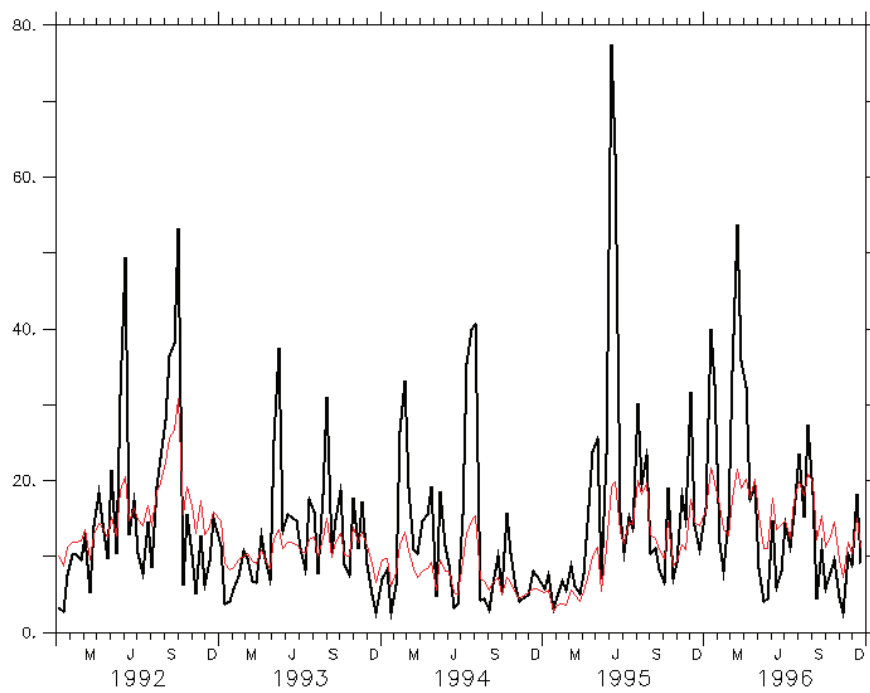


Abbildung 6.21: Freisetzung von Phosphat durch Reduktion des Fe in Eisen(III)-Phosphat (schwarz) [kt a⁻¹]. Zum Vergleich die anoxische Bodenfläche in der Ostsee (rot) [10³ km⁻²]. Modellergebnisse.

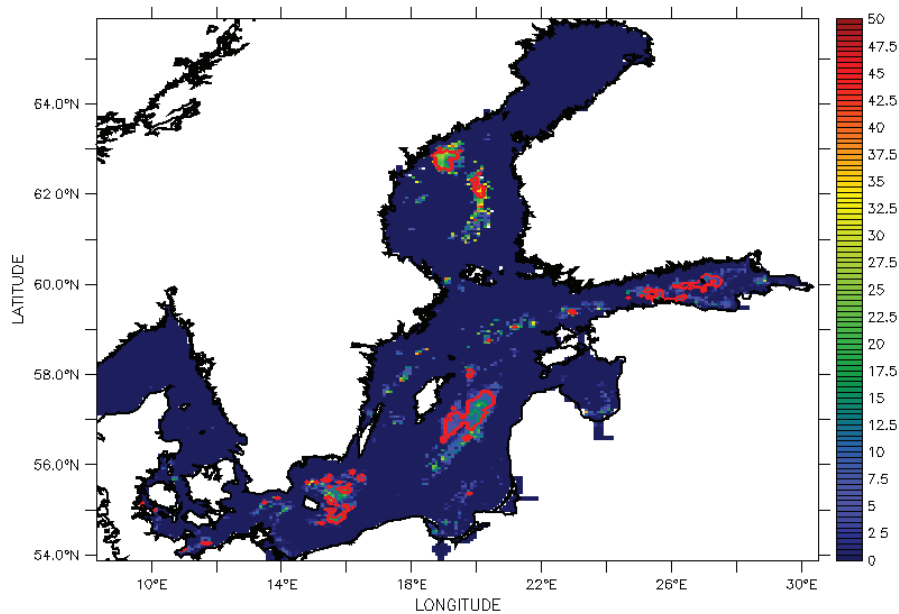


Abbildung 6.22: Räumliche Verteilung der Freisetzung von Phosphat durch Reduktion des Fe in Eisen(III)-Phosphat [$\text{mmol m}^{-2} \text{a}^{-1}$], Mittelwert von 1992-1996. Die rote Linie zeigt das Gebiet, dass zu mindestens 50% der Zeit anoxisch war. Modellergebnisse.

Becken	P-Freisetzung im Modell
Bottnischer Meerbusen	4.72 kt a^{-1}
Gotlandbecken	4.65 kt a^{-1}
Bornholm- und Arkonabecken	2.67 kt a^{-1}
Finnischer Meerbusen	1.59 kt a^{-1}
Danziger Tief	0.30 kt a^{-1}
Rigaer Meerbusen	0.23 kt a^{-1}

Generell finden die Umsätze durch diesen Prozess in Gebieten statt, die zumindest episodisch anoxisch sind. Im östlichen Gotlandbecken und im Bornholmbecken werden hierbei Phosphor-Freisetzungsraten von $10\text{-}20 \text{ mmol m}^{-2} \text{a}^{-1}$ erreicht. Zum Vergleich: Die Nettoprimärproduktion im Modell liegt in den offenen Becken bei $30\text{-}40 \text{ gC m}^{-2} \text{a}^{-1}$. Nehmen wir an, dass aller von der Primärproduktion umgesetzte Phosphor zu Boden sinkt, dort vollständig remineralisiert wird und 18% davon in Eisenphosphat zurückbehalten werden, so entspräche das einer Erzeugung von $5 \text{ mmol m}^{-2} \text{a}^{-1}$. Die freigesetzte Menge entspricht also dem doppelten bis vierfachen der unter oxischen Bedingungen möglichen lokalen Eisenphosphatproduktion. Das zeigt, dass die Mehrheit des Eisenphosphats (zumindest im Modell) durch horizontale Advektion in das Freisetzungsgebiet gelangt.

Bisher scheint es keine empirische Abschätzung über die tatsächlichen Umsätze

durch den Horizontaltransport von Eisenphosphat in der Ostsee zu geben. Generell herrscht bei der Diskussionen des Effekts der Freisetzung von Phosphat unterhalb der Redoxklinen der Standpunkt vor, dass dieses unter oxischen Bedingungen lokal akkumuliert wird und nur ein Anstieg der Redoxkline und ein damit verbundener Übergang des Sediments ins sulfidische Regime die Freisetzung von Phosphat bewirkt. Dennoch finden sich Argumente, die dafür sprechen, dass auch in der Realität ein lateraler Transport von Eisenphosphat in die anoxischen Gebiete erfolgt:

- Ein Hinweis auf horizontale Elementflüsse auch in der Tiefe der Redoxkline ergibt sich aus dem Kohlenstoffbudget der Tiefen des Gotlandbeckens.

Mit Sinkstofffallen wurde in *Struck et al.* (2004) der vertikale Partikelfluss in der Wassersäule im Gotlandbecken in 140 m Tiefe auf $6.0 \text{ gC m}^{-2} \text{ a}^{-1}$ abgeschätzt. Dagegen ermittelt *Gustafsson and Stigebrandt* (2007) einen vertikalen POC-Fluss von $30.6 \text{ gC m}^{-2} \text{ a}^{-1}$ aus dem C-Budget unterhalb der Redoxkline. Dazu wurde zunächst eine C-Mineralisierungsrate dort aus der Zehrung von Sauerstoff und Nitrat sowie der Erzeugung von H_2S bestimmt, die $15.8 \text{ gC m}^{-2} \text{ a}^{-1}$ beträgt. Hinzu kommt eine aus der Literatur entnommene Akkumulationsrate von C im Sediment. Beide zusammen ergeben den korrespondierenden Import von POC, der den gemessenen Partikelfluss um den Faktor 5 übersteigt. *Gustafsson and Stigebrandt* (2007) weist auf die Diskrepanz hin, ohne sie zu erklären.

Die Diskrepanz wird durch weitere Messungen erhärtet. In der Arbeit von *Pohl et al.* (2004) finden sich für mit Sinkstofffallen gemessene POC-Flüsse Werte von $0.83\text{--}4.9 \text{ gC m}^{-2} \text{ a}^{-1}$. Aus dem Total- CO_2 -Budget erhält (*Schneider*, 2011) eine Mineralisierung von $24.5 \text{ gC m}^{-2} \text{ a}^{-1}$ unterhalb von 150 m im Gotlandbecken.

Ein lateraler POC-Import durch Sedimentfracht ist daher naheliegend. *Schneider et al.* (2010) schätzt ab, dass 80% des während einer Stagnationsperiode mineralisierten Kohlenstoffs durch laterale Advektion importiert wurden. Auch *Christiansen et al.* (2002a) unterstützt die Hypothese eines lateralen Kohlenstoffimports.

Nach *Malmaeus and Karlsson* (2012) ergibt sich im nordwestlichen Gotlandbecken ein Verhältnis von eisengebundenem Phosphor zu organischem Phosphor in Sedimenten zwischen im Tiefenbereich zwischen 60 und 69 m, also direkt oberhalb der anoxischen Schicht, von etwa 0.5. Gilt dieses Verhältnis auch für das östliche Gotlandbecken, so ist mit einem horizontalen Kohlenstofftransport im Sediment auch ein Transport von Eisenphosphat verknüpft.

- *Schneider* (2011) ermittelt eine Phosphatfreisetzung von 46 mmol m^{-2} nach

dem Übergang von oxischem zu anoxischem Sediment in den Tiefen des Gotlandbeckens, allerdings nach einer nur kurzen oxischen Periode von knapp 3 Jahren. Wurde der Phosphor während dieser Phase akkumuliert, bedeutet dies einen Zuwachs an Eisenphosphat von etwa $15 \text{ mmol m}^{-2} \text{ a}^{-1}$, was mehr als das doppelte des gesamten mit Sinkstofffallen gemessenen partikulären Phosphorflusses ($6.1 \text{ mmol m}^{-2} \text{ a}^{-1}$, *Struck et al.* (2004)) darstellt.

- *Turnewitsch and Pohl* (2010) bestimmt während Stagnationsperioden einen vertikalen turbulenten Phosphatfluss von $24 \text{ mmol m}^{-2} \text{ a}^{-1}$ aus Phosphatgradienten und vertikaler turbulenter Diffusivität im Gotlandbecken. Der ihm entgegengerichtete vertikale partikuläre Phosphorfluss nach *Struck et al.* (2004) kompensiert diesen also nur zu einem Viertel. Selbst wenn man annimmt, dass der diffusive, aufwärtsgerichtete Phosphatfluss nur auf Stagnationsperioden beschränkt ist, so machen diese doch mehr als die Hälfte der Zeit aus.
- Für die Akkumulation von Eisenphosphat in oxischen Sedimenten in den Tiefen des Gotlandbeckens liefert *Gustafsson and Stigebrandt* (2007) eine Abschätzung von 16 mmol pro Quadratmeter und Jahr. Nimmt man eine solche Akkumulation in allen oxischen Sedimenten des Gotlandbeckens an, so wären die in *Carman and Jonsson* (1991) und *Malmaeus and Karlsson* (2012) ermittelten Mengen an H_2S -freisetzbarem Phosphat in Sedimenten oberhalb der Redoxkline (31.3 mmol m^{-2} bzw. 64 mmol m^{-2}) nach 2 bzw. 4 Jahren erreicht. Auf dieser Zeitskala müsste also eine Vergrabung des Phosphats im Sediment - oder aber ein Abtransport - erfolgen.
- Auch für Stagnationsperioden, bei denen die anoxische Bodenfläche im Gotlandbecken konstant blieb, bestimmte *Gustafsson and Stigebrandt* (2007) eine Phosphatfreisetzung aus dem Sediment in der Größenordnung von 16 mmol pro Quadratmeter und Jahr, was allein für das Gotlandbecken einem Umsatz von 2.4 kt a^{-2} entspricht.

Argumente gegen die Hypothese vom lateralen Eintrag von Eisenphosphat ins Gotlandbecken laufen darauf hinaus, dass der vertikale Eintrag von Phosphat unterschätzt wird.

- Die Arbeit von *Antia* (2005) beschreibt, dass eine Unterschätzung von vertikalen Phosphorflüssen in Sinkstofffallen durch gelöstes Phosphat in den Hohlräumen gefangener Partikel möglich ist. Dieses entweicht mit der Zeit aus den Partikeln, wäre aber mit diesen nach unten transportiert worden. Die tatsächlichen Phosphorflüsse können bis zu 90% größer sein als die gemessenen.
- Außerdem schätzt *Turnewitsch and Pohl* (2010), dass 38-63% des durch die Redoxkline nach oben gerichteten diffusiven Phosphorflusses durch das Ab-

sinken von in der Wassersäule gebildeten Eisen- und Manganpartikeln, die Phosphat adsorbieren, kompensiert wird.

Welche Größenordnung der Effekt der “Phosphatpumpe” in der Realität hat, ist also offen.

Sollte tatsächlich, wie im Modell, der Großteil des in der Tiefenbecken freigesetzten Phosphats horizontal durch Sedimenttransport eingetragen werden, hätte dies erhebliche Auswirkungen auf das Verständnis der Auswirkungen von Anoxie auf das Phosphorbudget der Ostsee. Sollte während des Anstiegs der Redoxkline freigesetztes Phosphat gar nicht nur aus dem lokalen Sediment, sondern auch aus lateraler Advektion stammen, würde eine Nicht-Berücksichtigung dieses Effekts zu einer Überschätzung des im Sediment gespeicherten Phosphats führen. Die Auswirkungen möglicher Anoxie auf den Phosphorhaushalt würden ebenfalls überschätzt.

Andererseits bedeutet das Szenario des wandernden Eisenphosphats, dass dieses, solange eine Redoxkline in der Tiefe vorhanden ist, immer dorthin advektiert wird und so wieder in die Wassersäule gelangt, unabhängig von der Größe des anoxischen Bereiches. Verschwindet die Redoxkline durch die vollständige Oxidation eines Beckens allerdings ganz, so könnte es zu unbegrenzter Akkumulation von Eisenphosphat in diesem Gebiet kommen und eine sehr effektive Senke für Phosphor entstehen, da nicht nur das lokal produzierte, sondern auch das aus der Umgebung heranwandernde Eisenphosphat akkumuliert würde.

6.6 Nährstoffsenken und Verweilzeiten der Nährstoffe im Ökosystem

Nach der Diskussion des Transports der durch Flüsse eingetragenen Nährstoffe im vorigen Abschnitt soll nun das letzte Kapitel des Nährstoffschicksals untersucht werden - die Prozesse, die als Senken für Stickstoff und Phosphor fungieren.

Zum einen sollen die Prozesse, die Nährstoffe aus dem Modell entfernen, in ihrer Wichtigkeit unterschieden werden. Zum anderen sollen mithilfe des Alterstracers die Verweilzeiten der Nährstoffe im Modell abgeschätzt werden, also die Spanne zwischen dem Zeitpunkt ihres Eintritts ins Ökosystem Ostsee und dem Verlassen des Ökosystems durch einen solchen Prozess.

Dazu sind im folgenden Abschnitt für alle fünf markierten Flüsse Diagramme gezeigt, die den Anteil der verschiedenen Prozesse an der Entfernung von Phosphor bzw. Stickstoff aus dem Ökosystem darstellen, versehen mit der Angabe der je-

weiligen mittleren Verweilzeit im Ökosystem. Ergänzend sind Karten der Ostsee dargestellt, auf denen die Gebiete hervorgehoben sind, in denen die Nährstoffe entfernt werden. Diese Karten stellen sowohl die Raten der Entfernung von N und P aus dem System dar, als auch die mittlere Zeit, die der Stickstoff oder Phosphor im Ökosystem verbracht hat.

Die Abbildungen stellen Mittelwerte über einen Zeitraum von 10 Jahren (1987-1996) dar, also 25-35 Jahre nach Beginn der Eintragsmarkierung im Modell.

Zunächst soll im Folgenden eine Diskussion der Gemeinsamkeiten zwischen den Flüssen in Bezug auf die Senken der durch sie eingetragenen Nährstoffe erfolgen. Danach wird auf einzelne Flüsse eingegangen.

6.6.1 Gemeinsamkeiten zwischen den markierten Flüssen in Bezug auf die Nährstoffsenken

Phosphor

Zwei Prozesse treten im Modell als Senke von Phosphor auf, die Vergrabung von Detritus im Sediment und die Immobilisierung von Eisenphosphat. Beide Prozesse liefern quantitativ Beiträge in gleicher Größenordnung.

Die Vergrabung von Detritus erfolgt in Akkumulationsgebieten von Sediment, die sich im Modell im Samsø Belt, im Fehmarnbelt, in der Arkona- und Bornholmsee, im Danziger Tief, im östlichen Gotlandbecken, im Süden des Rigaer Meerbusens, längs des Talwegs im Finnischen Meerbusen, sowie an der tiefsten Stelle in der nordwestlichen Bottenwiek befinden.

Immobilisierung von Eisenphosphat findet im Modell fast über die gesamte Ostsee verteilt statt, überall dort wo sich diese Verbindung im Sediment befindet. Diese Immobilisierung ist nicht nur als eine Vergrabung aufzufassen, auch das Bilden von nicht durch den Einfluss von H_2S auflösbaren Verbindungen, speziell Apatit, trägt zur Immobilisierung bei. Über die Bedingungen unter denen dieser Prozess in der Realität stattfindet ist noch wenig bekannt, tatsächlich kann aber auch im Brackwasser der Ostsee Apatit gebildet werden, *Gunnars et al.* (2004).

Im Modell wird markierter Phosphor auch nach den 35 Simulationsjahren noch akkumuliert. Dies zeigt sich auch darin, dass in der betrachteten Periode von 25-35 Jahren nach dem Beginn der Nährstoffmarkierung in den Flussmündungen die Senken nur etwa die Hälfte der Flusseinträge balancieren, und auch der Ausstrom von markiertem Phosphor in Richtung Arkonasee (3 kt a^{-1}) kompensiert nur 15%

der Einträge. Die dargestellten Mengen an Phosphor, die aufgrund dieser Prozesse aus dem System entfernt werden, stellen also untere Abschätzungen dar. Ebenfalls als untere Abschätzungen sind die in den Karten ausgewiesenen Residenzzeiten des Phosphors zu betrachten. Hat nach einer Simulationsdauer von 30 Jahren der im Sediment befindliche Phosphor ein mittleres Alter von 15 Jahren, so bedeutet dies, dass Phosphor aus der gesamten Simulationsperiode dort akkumuliert wurde. Nur dort, wo in den Grafiken angegebene Residenzzeiten von Phosphor den Wert von 15 Jahren deutlich unterschreiten, ist also davon auszugehen, dass sie realistisch sind und nicht bei weiterer Iteration des Modells noch steigen würden.

Stickstoff

Die wesentliche Senke für Stickstoff ist in unserem Modell die Denitrifizierung in Sedimenten oberhalb der Redoxkline. Dies bezieht sich auf oxisches Bodenwasser. Natürlich findet die Denitrifizierung unterhalb der Redoxkline im Sediment statt. Dieser Prozess entfernt Stickstoff am schnellsten aus dem System. In oxischen Sedimenten denitrifizierter Stickstoff ist meist gerade einmal ein Jahr alt. Demzufolge finden die größten Umsätze dieses Prozesses in der Nähe der Eintragsquellen der Nährstoffe statt.

Von untergeordneter Bedeutung ist im Modell dagegen die Denitrifizierung in der Wassersäule. Zu dieser gibt es zwei Beiträge; die Reduktion des Nitrats zur Oxidation von Detritus und zur Oxidation von H_2S . Beide Prozesse finden im Modell nur in anoxischem Wasser statt, diese räumliche Begrenztheit limitiert die Umsätze auch quantitativ. Dies steht im Widerspruch zu *Voss et al.* (2005), wo die pelagische Denitrifizierung für etwa 8% der gesamten Verluste an N verantwortlich ist.

Die Vergrabung von Detritus im Sediment und die Denitrifizierung durch Remineralisierung in unterhalb der Redoxkline befindlichen Sedimenten liefern ebenfalls kleine Beiträge im Verhältnis zur Denitrifizierung im oxischen Sediment und sind räumlich auf den Bereich der Tiefenbecken beschränkt. Allerdings sind sie im Modell wesentlich bedeutender als die Denitrifizierung in der Wassersäule.

6.6.2 Diskussion der Nährstoffsenken einzelner Flüsse

Senken für P und N aus der Oder

Wie Phosphor aus anderen markierten Flüssen auch wird Phosphor aus der Oder in der gesamten Ostsee aus dem System entfernt, wobei die Vergrabung im Sediment



Abbildung 6.23: Anteil verschiedener Prozesse an der Entfernung von durch die Oder eingebrachtem P und N aus dem Ökosystem Ostsee. Dargestellt ist ein 10-Jahres-Mittelwert (1987-1996). Es wurden insgesamt 1.3 kt a^{-1} an Phosphor und 56.9 kt a^{-1} an Stickstoff aus dem System entfernt.

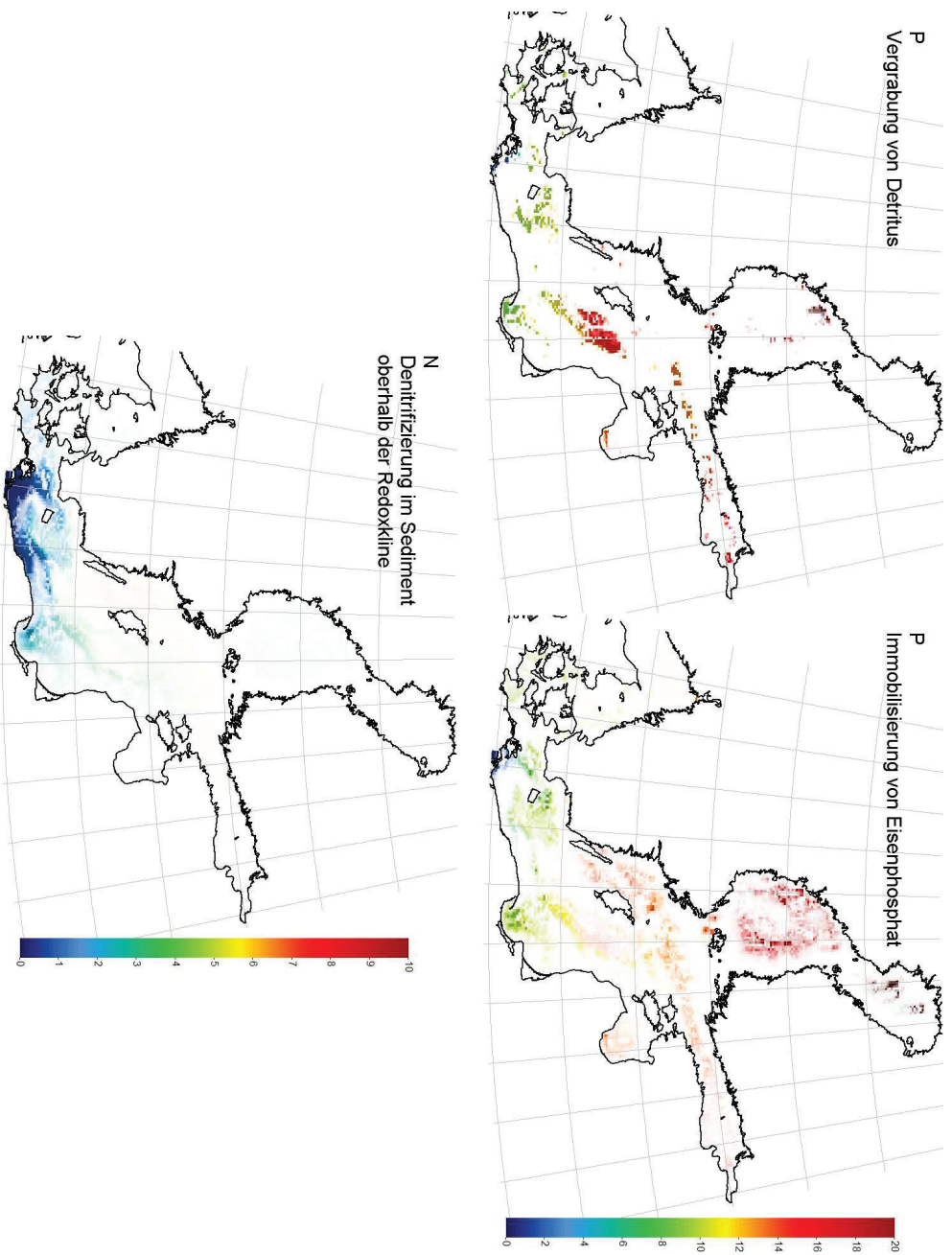


Abbildung 6.24: Oben: Räumliche Verteilung der Senken für P aus der Oder. Unten: Räumliche Verteilung des Verlustes für N aus der Oder durch Denitrifizierung in oxischen Sedimenten. Die Farbe stellt die Verweilzeit der Nährstoffe in der Ostsee dar, man beachte die verschiedenen Skalen für P und N. Die Intensität beschreibt die Entfernungsrate. Volle Intensität bedeutet $1 \text{ mmol m}^{-2} \text{ a}^{-2}$ (oben) bzw. $100 \text{ mmol m}^{-2} \text{ a}^{-2}$ (unten). Dargestellt ist ein 10-Jahres-Mittelwert (1987–1996).

am Grund der Becken erfolgt, die Immobilisierung von Eisenphosphat jedoch überall mit Ausnahme der Küstengebiete. Die mittlere Residenzzeit (siehe Abb. 6.24) zeigt, dass ein Teil des Phosphors aus der Oder im Arkona- und Bornholmbecken sowie in der Danziger Bucht entfernt wird, bevor er Teil des allgemeinen Phosphorpool der Ostsee wird und dasselbe Schicksal wie der restliche Phosphor erfährt.

Denitrifizierung von Stickstoff aus der Oder erfolgt vor allem in den Sedimenten im Oderhaff, in der Pommerschen Bucht sowie am westlichen Teil der polnischen Küste. Denitrifizierung in der Wassersäule tritt sowohl im Oderhaff auf als auch, etwa 5 Jahre später, im Gotlandbecken. Vergrabung oder Denitrifizierung in den anoxischen Gebieten des östlichen Gotlandbeckens tritt erst etwa 10 Jahre nach dem Eintritt des Stickstoffs ins Ökosystem auf.

Stickstoff aus der Oder verschwindet nach durchschnittlich 1.1 Jahren aus dem Ökosystem, somit verweilt durch die Oder eingetragener Stickstoff von allen markierten Flüssen am kürzesten im Ökosystem der Ostsee.

Senken für P und N aus der Weichsel

Phosphor aus der Weichsel wird zum Teil in der Danziger Bucht vergraben, was innerhalb der ersten 1-10 Jahre geschieht. Ein anderer Teil gelangt in den Rigaer Meerbusen und wird dort vergraben oder immobilisiert. Der Rest verteilt sich im allgemeinen Phosphorpool der Ostsee.

Denitrifizierung von Stickstoff aus der Weichsel erfolgt zum größten Teil in den Sedimenten der Danziger und der an die Kurische Nehrung angrenzenden Bucht, sowie an den östlichen Hängen des östlichen Gotlandbeckens. Auch in der Wassersäule sowie in Sedimenten unterhalb der Redoxkline findet überall in der Ostsee Denitrifizierung von Weichselstickstoff statt, bevorzugt jedoch in der Danziger Bucht (innerhalb des ersten Jahres), im Bornholmbecken (nach etwa 5 Jahren) und im östlichen Gotlandbecken. (nach 4-8 Jahren).

Insgesamt verweilt der Stickstoff aus der Weichsel mit 2.0 Jahren im Durchschnitt doppelt so lang im Ökosystem wie der aus der Oder, was auch seine weitere räumliche Verbreitung erklärt.

Senken für P und N aus der Memel

Ein Teil des durch die Memel ins Kurische Haff geleiteten Phosphors wird laut Modell bereits in diesem immobilisiert. (Darunter ist nicht zwangsläufig zu verstehen,

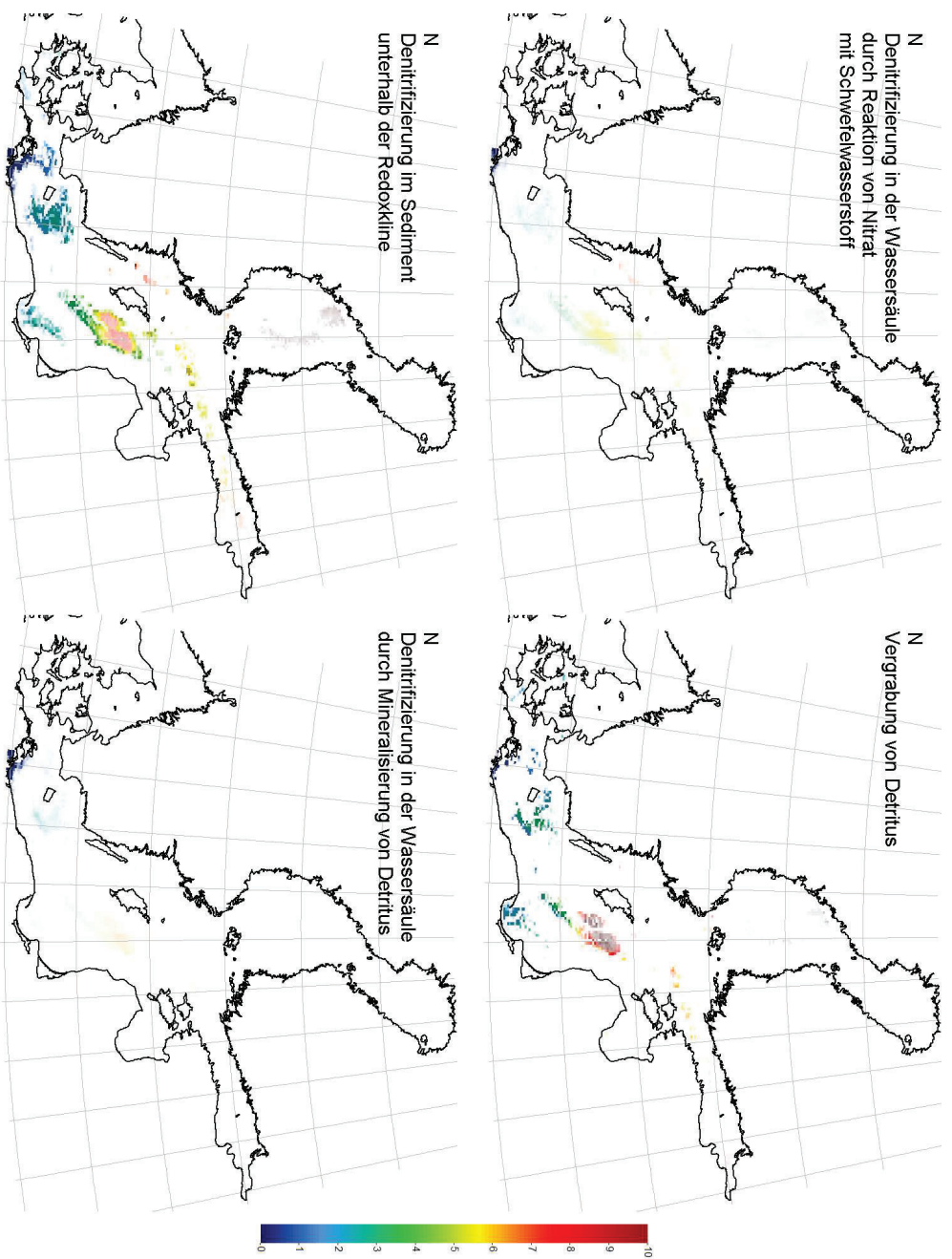


Abbildung 6.25: Räumliche Verteilung verschiedener Senken für N aus der Oder. Die Farbe stellt die Verweilzeit des Stickstoffs in der Ostsee dar. Die Intensität beschreibt die Entfernungsrate, volle Intensität bedeutet 10 mmol m⁻² a⁻². Dargestellt ist ein 10-Jahres-Mittelwert (1987-1996).

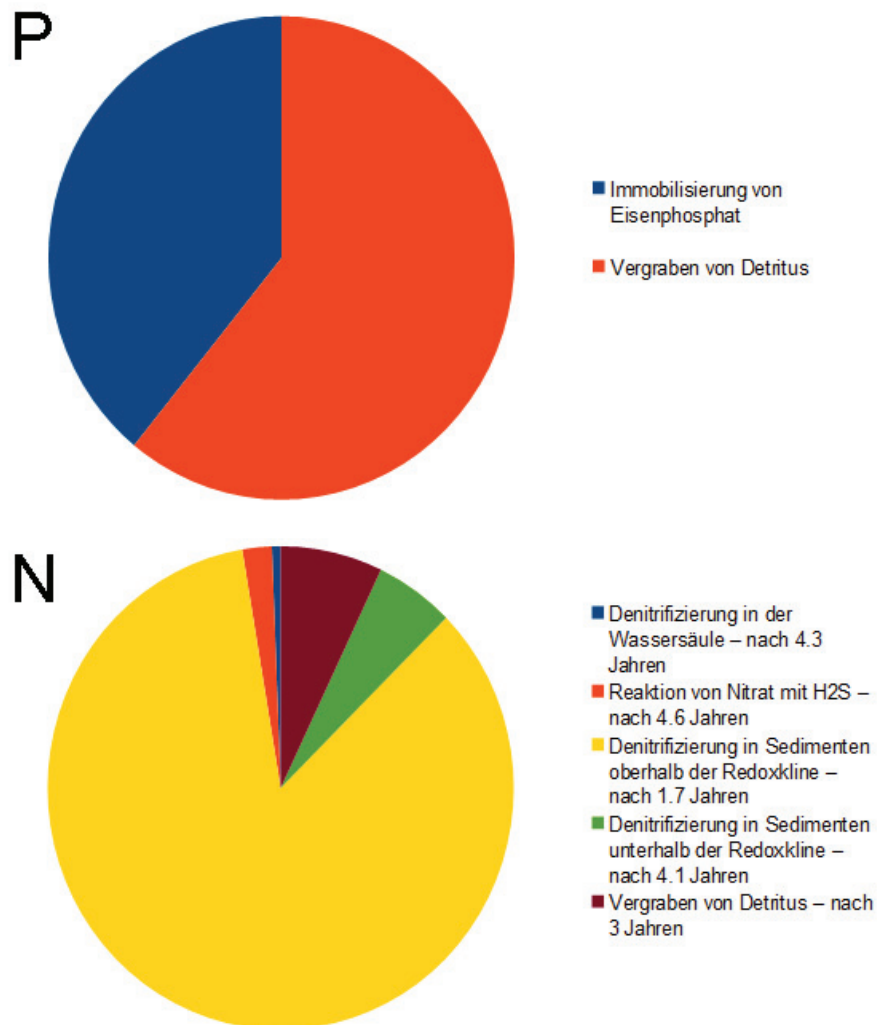


Abbildung 6.26: Anteil verschiedener Prozesse an der Entfernung von durch die Weichsel eingetragenem P und N aus dem Ökosystem Ostsee. Dargestellt ist ein 10-Jahres-Mittelwert (1987-1996). Es wurden insgesamt 2.7 kt a^{-1} an Phosphor und 112.8 kt a^{-1} an Stickstoff aus dem System entfernt.

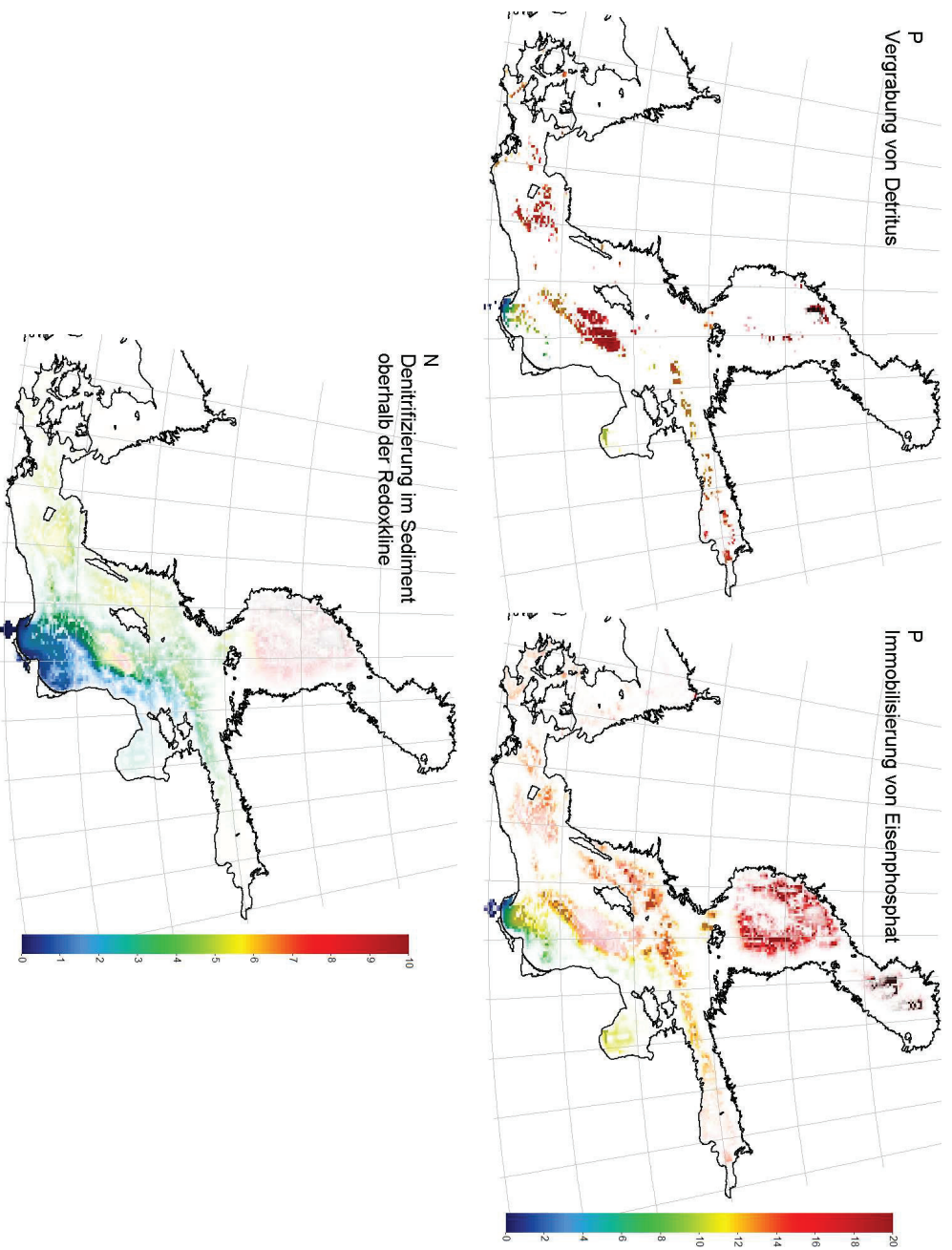


Abbildung 6.27: Oben: Räumliche Verteilung der Senken für P aus der Weichsel. Unten: Räumliche Verteilung des Verlustes für N aus der Weichsel durch Denitrifizierung in oxischen Sedimenten. Die Farbe stellt die Verweilzeit der Nährstoffe in der Ostsee dar, man beachte die verschiedenen Skalen für P und N. Die Intensität beschreibt die Entfernungsrate. Volle Intensität bedeutet $1 \text{ mmol m}^{-2} \text{ a}^{-2}$ (oben) bzw. $100 \text{ mmol m}^{-2} \text{ a}^{-2}$ (unten). Dargestellt ist ein 10-Jahres-Mittelwert (1987-1996).

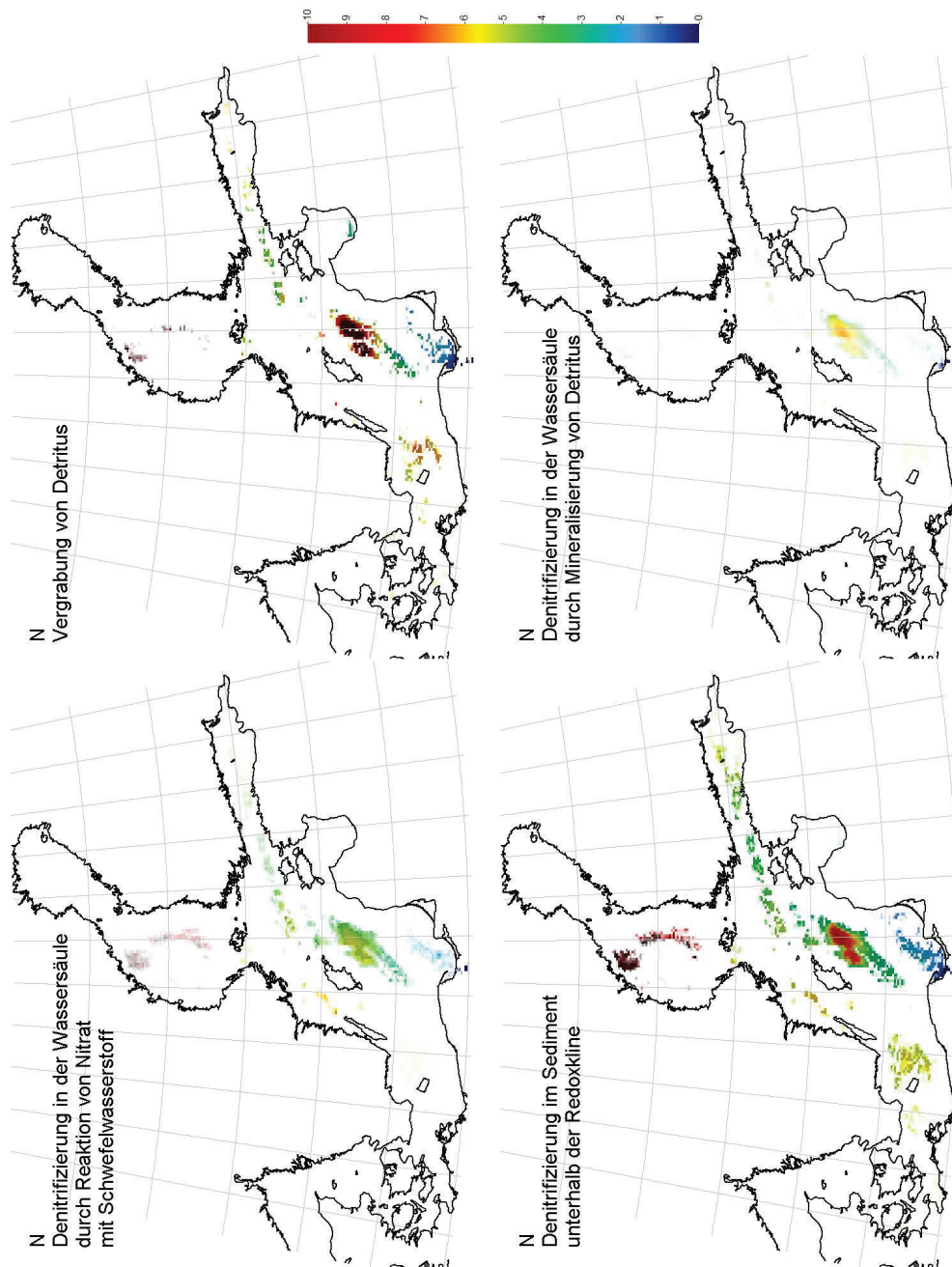


Abbildung 6.28: Räumliche Verteilung verschiedener Senken für N aus der Weichsel. Die Farbe stellt die Verweilzeit des Stickstoffs in der Ostsee dar. Die Intensität beschreibt die Entfernungsrate, volle Intensität bedeutet 10 mmol m⁻² a⁻². Dargestellt ist ein 10-Jahres-Mittelwert (1987-1996).

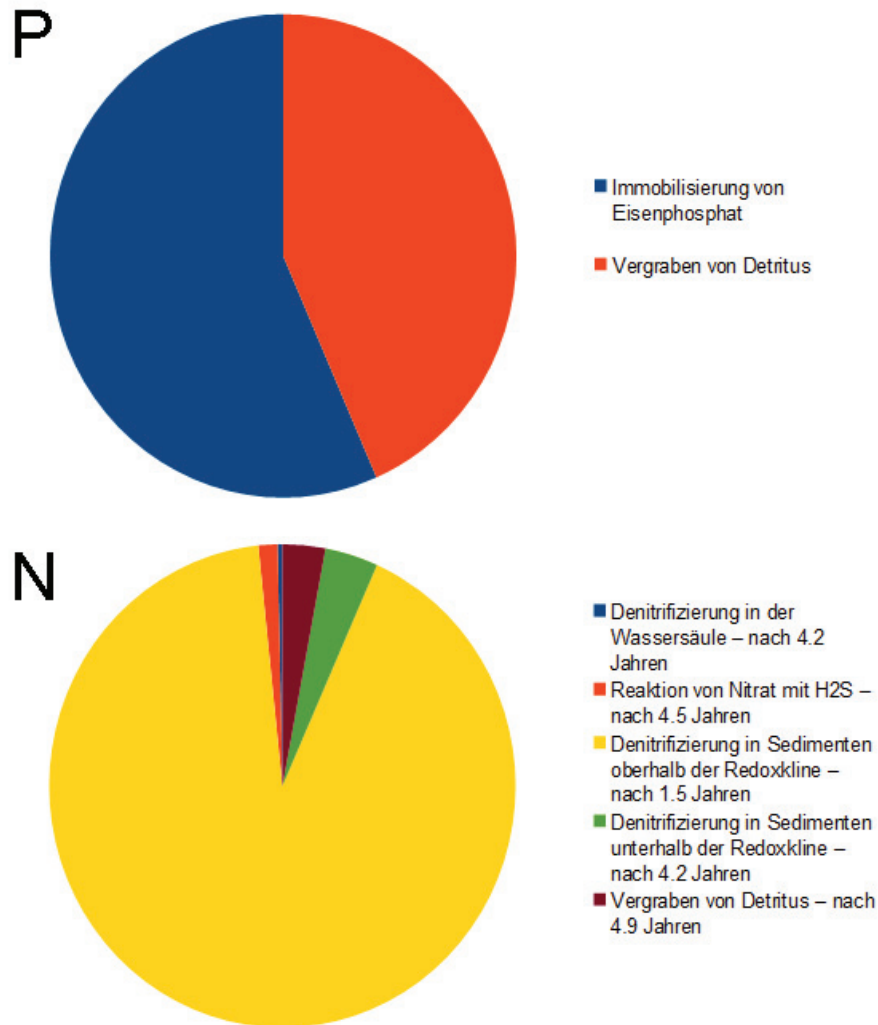


Abbildung 6.29: Anteil verschiedener Prozesse an der Entfernung von durch die MemeI eingeIrageneM P und N aus dem Ökosystem Ostsee. Dargestellt ist ein 10-Jahres-Mittelwert (1987-1996). Es wurden insgesamt 0.7 kt a^{-1} an Phosphor und 51.8 kt a^{-1} an Stickstoff aus dem System entfernt.

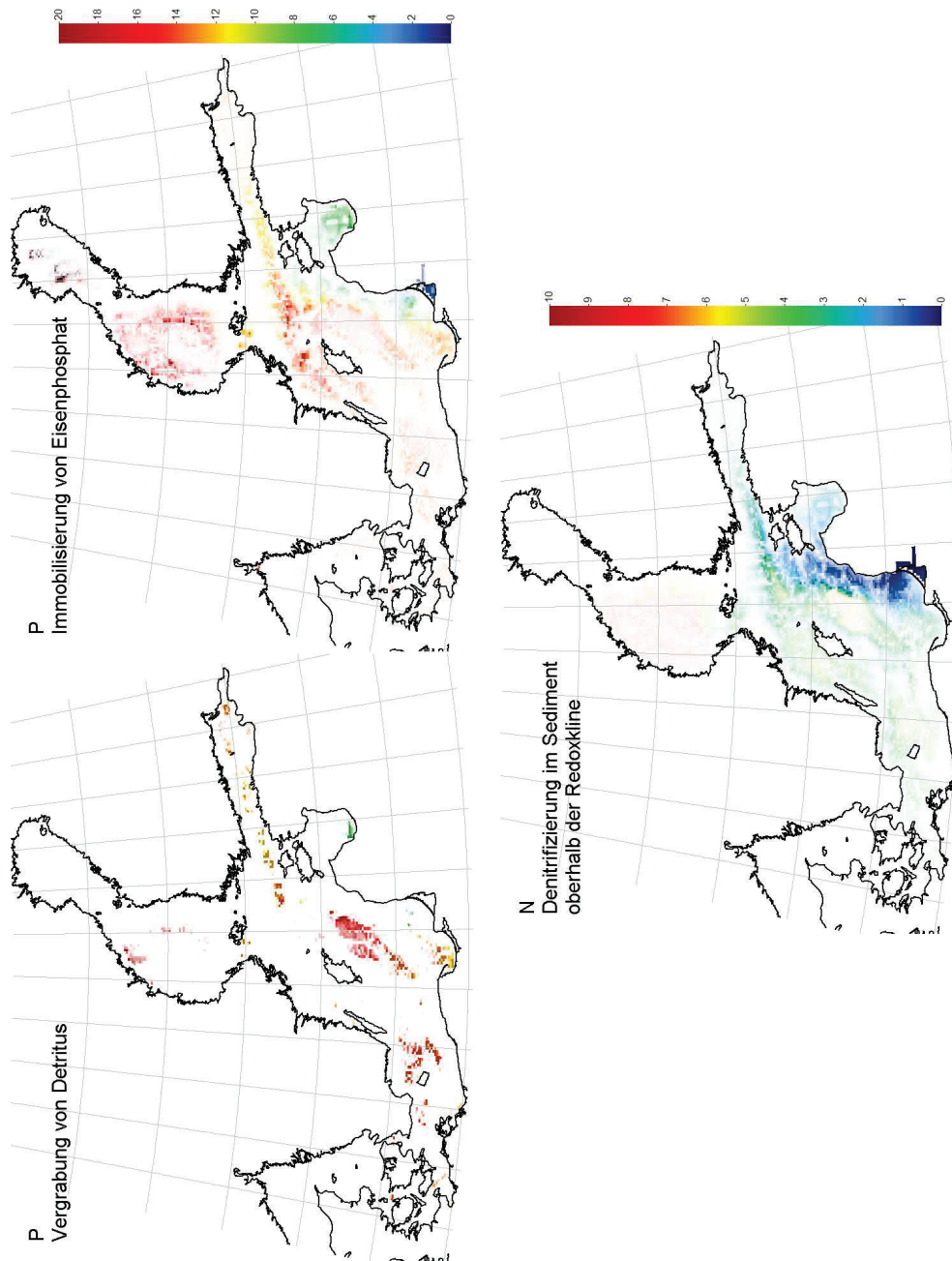


Abbildung 6.30: Oben: Räumliche Verteilung der Senken für P aus der Memel. Unten: Räumliche Verteilung des Verlustes für N aus der Memel durch Denitrifizierung in oxischen Sedimenten. Die Farbe stellt die Verweilzeit der Nährstoffe in der Ostsee dar, man beachte die verschiedenen Skalen für P und N. Die Intensität beschreibt die Entfernungsrate. Volle Intensität bedeutet 1 mmol m⁻² a⁻² (oben) bzw. 100 mmol m⁻² a⁻² (unten). Dargestellt ist ein 10-Jahres-Mittelwert (1987-1996).

dass er dort verbleibt. Es ist auch möglich, dass er in den Sedimenten in eine inerte Phosphatverbindung übergeht und das Haff als solche verlässt.) Ebenfalls ein Teil des Phosphors wird im Rigaer Meerbusen vergraben oder immobilisiert, dies geschieht nach im Schnitt 6-8 Jahren. Der Rest des Phosphors verteilt sich über die gesamte Ostsee.

Ein erheblicher Teil des durch die Memel eingetragenen Stickstoffs wird bereits im Kurischen Haff denitrifiziert, der Rest entlang der Küste des Baltikums. Zwischen küstennahen und küstenferneren Gebieten besteht dabei ein Gradient in der Verweilzeit, während der in küstennahen Sedimenten denitrifizierter Stickstoff eine Verweilzeit von unter einem Jahr hatte, benötigt der in küstenfernere Gebiete eingetragene Stickstoff etwa 3 Jahre bis zu seiner Denitrifizierung. Dieser Gradient setzt sich unterhalb der Halokline fort, in den Tiefen des Gotlandbeckens wird Memel-Stickstoff denitrifiziert, der im Schnitt 8 Jahre in der Ostsee verweilt.

Insgesamt weist Memel-Stickstoff eine durchschnittliche Verweilzeit von 1.7 Jahren auf.

Senken für P und N aus der Düna

Phosphor aus der Düna verschwindet zum Teil durch Immobilisierung und Vergrabung bereits nach 1-3 Jahren aus den Sedimenten des Rigaer Meerbusens. Ein anderer Teil gelangt in den Finnischen Meerbusen und wird dort vergraben. Der Rest gelangt in die offene Ostsee und verweilt dort lange. Besonders in den Sedimenten des nordwestlichen Gotlandbeckens und in der Bottensee ist er zu finden.

Die Denitrifizierung von Stickstoff aus der Düna konzentriert sich auf den gesamten Rigaer Meerbusen sowie auf die Sedimente im südlichen Teil des Finnischen Meerbusens. Aus ersten verschwindet er während der ersten 1-2 Jahre, aus letzteren nach durchschnittlich 3 Jahren, unterhalb der Redoxkline nach 4 Jahren. Ein sehr kleiner Teil des Stickstoffs wird auch in die Bornholm- und östliche Gotlandsee transportiert und erst dort denitrifiziert, nach 5-10 Jahren.

Insgesamt verbleibt Stickstoff aus der Düna im Schnitt 1.7 Jahre in der Ostsee.

Senken für P und N aus der Neva

Phosphor aus der Neva wird zum Teil im Finnischen Meerbusen begraben oder immobilisiert. Dies geschieht in der Nähe der Mündung im ersten Jahr, bis zur

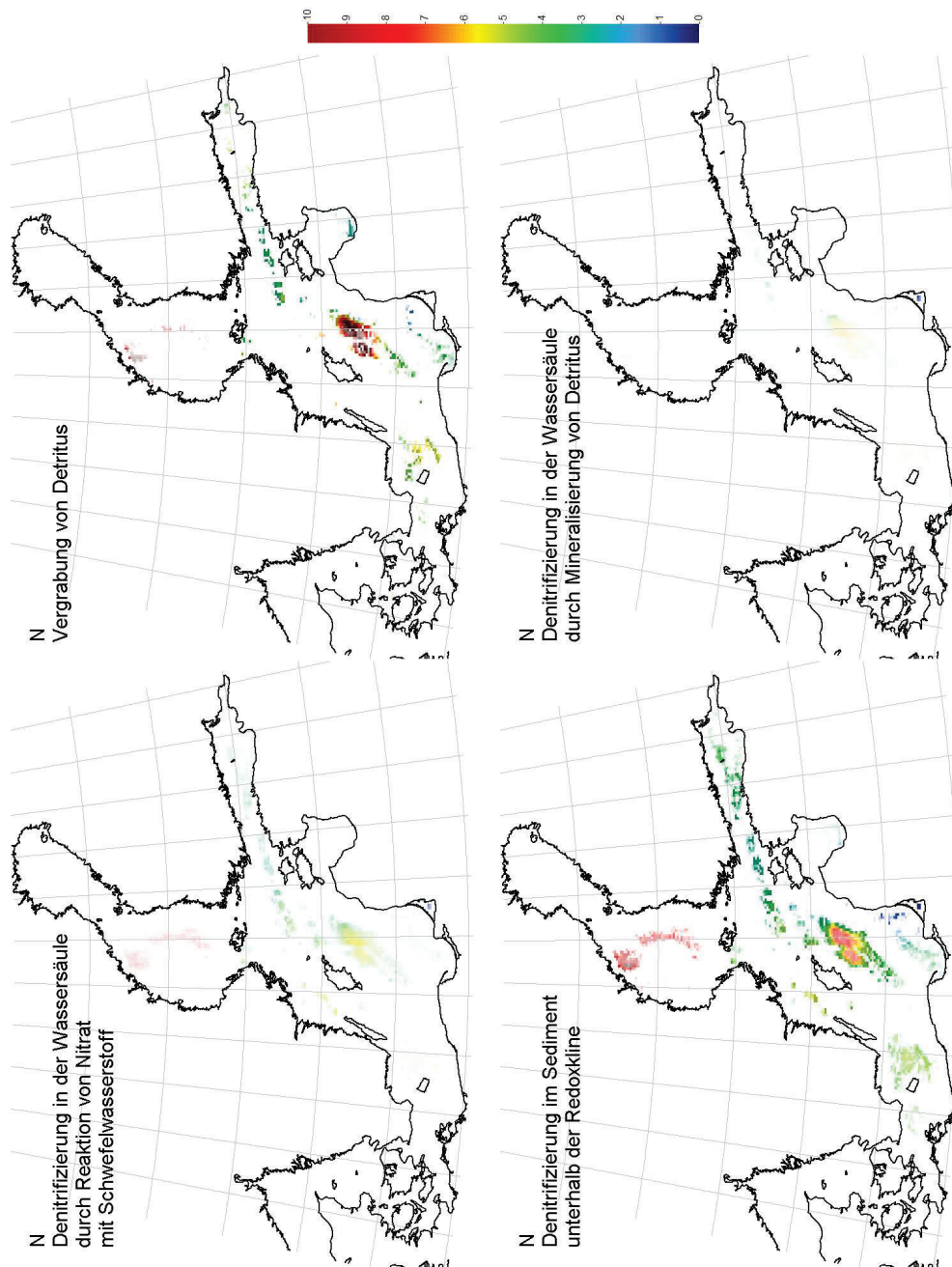


Abbildung 6.31: Räumliche Verteilung verschiedener Senken für N aus der Memel. Die Farbe stellt die Verweilzeit des Stickstoffs in der Ostsee dar. Die Intensität beschreibt die Entfernungsrate, volle Intensität bedeutet $10 \text{ mmol m}^{-2} \text{ a}^{-2}$. Dargestellt ist ein 10-Jahres-Mittelwert (1987-1996).

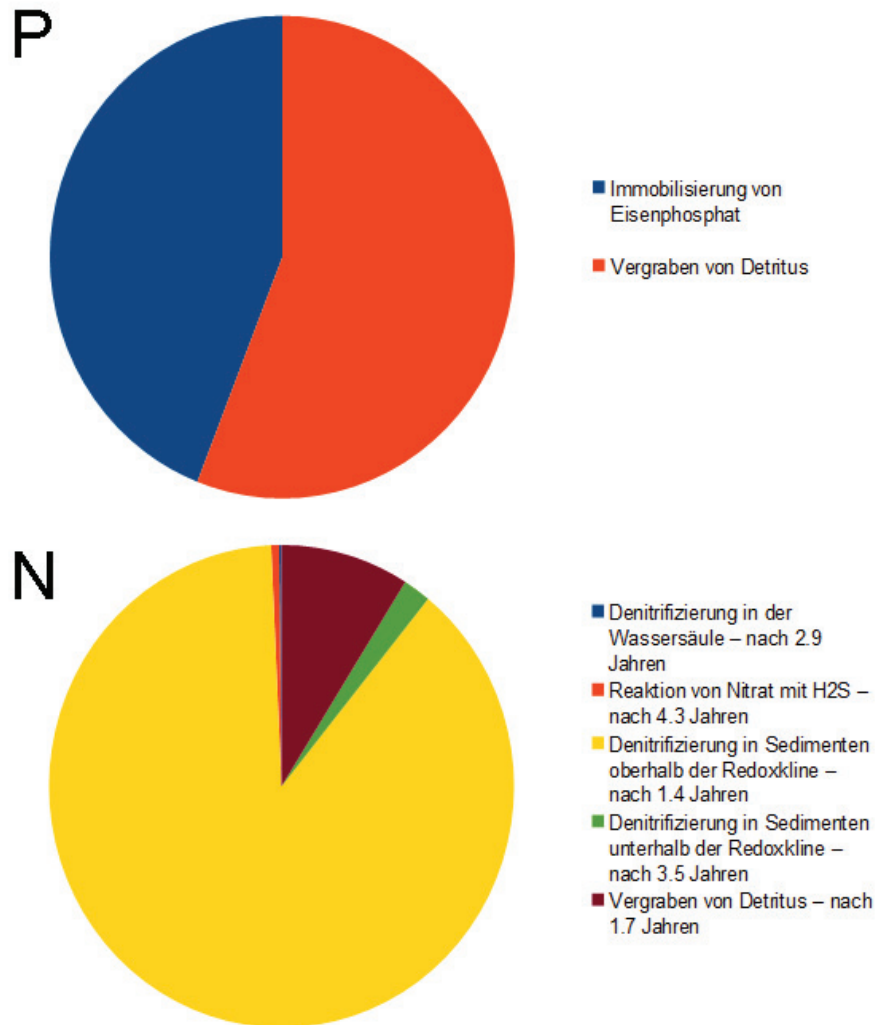


Abbildung 6.32: Anteil verschiedener Prozesse an der Entfernung von durch die Düna eingetragenem P und N aus dem Ökosystem Ostsee. Dargestellt ist ein 10-Jahres-Mittelwert (1987-1996). Es wurden insgesamt 2.2 kt a^{-1} an Phosphor und 72.2 kt a^{-1} an Stickstoff aus dem System entfernt.

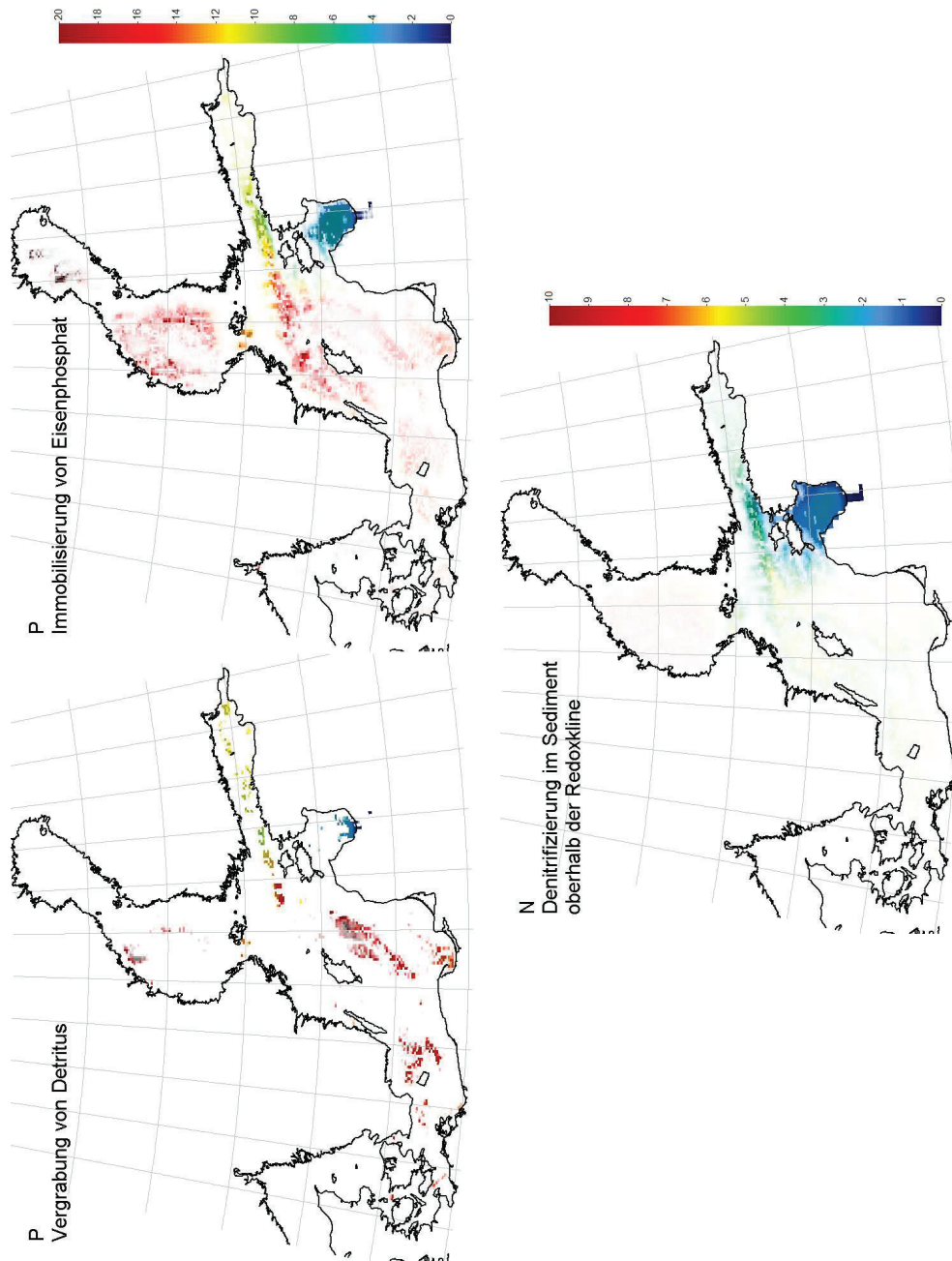


Abbildung 6.33: Oben: Räumliche Verteilung der Senken für P aus der Düna. Unten: Räumliche Verteilung des Verlustes für N aus der Düna durch Denitrifizierung in oxischen Sedimenten. Die Farbe stellt die Verweilzeit der Nährstoffe in der Ostsee dar, man beachte die verschiedenen Skalen für P und N. Die Intensität beschreibt die Entfernungsrate. Volle Intensität bedeutet $1 \text{ mmol m}^{-2} \text{ a}^{-2}$ (oben) bzw. $100 \text{ mmol m}^{-2} \text{ a}^{-2}$ (unten). Dargestellt ist ein 10-Jahres-Mittelwert (1987-1996).

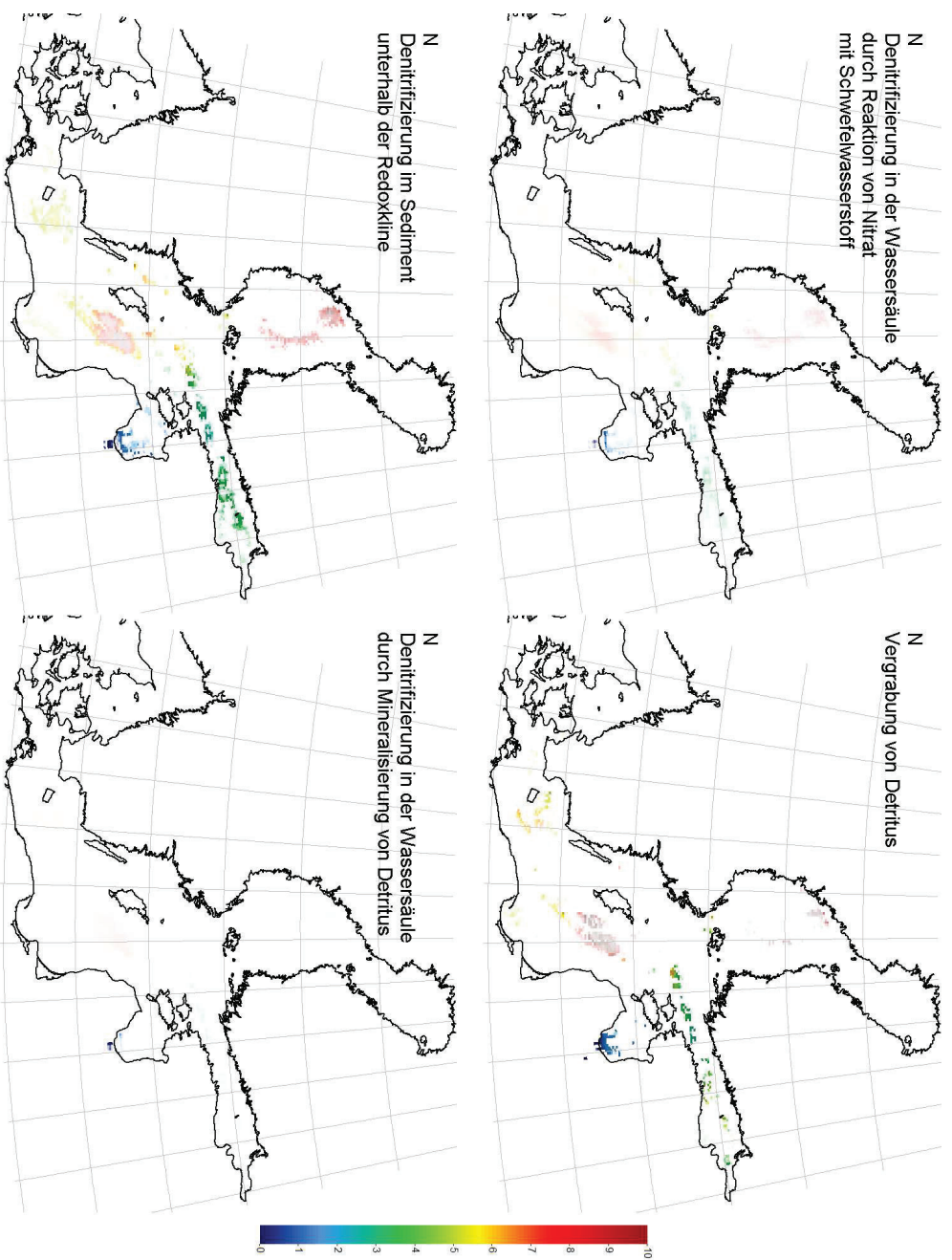


Abbildung 6.34: Räumliche Verteilung verschiedener Senken für N aus der Düna. Die Farbe stellt die Verweilzeit des Stickstoffs in der Ostsee dar. Die Intensität beschreibt die Entfernungsrage, volle Intensität bedeutet $10 \text{ mmol m}^{-2} \text{ a}^{-2}$. Dargestellt ist ein 10-Jahres-Mittelwert (1987-1996).

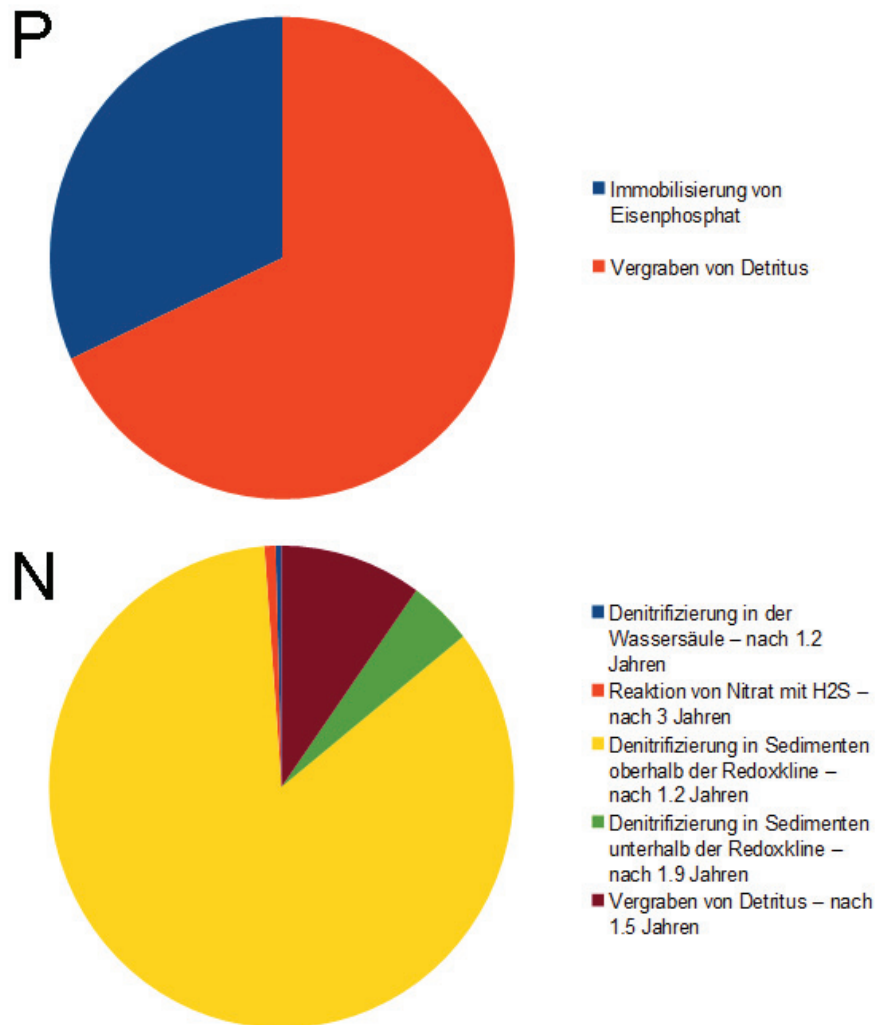


Abbildung 6.35: Anteil verschiedener Prozesse an der Entfernung von durch die Neva eingetragenem P und N aus dem Ökosystem Ostsee. Dargestellt ist ein 10-Jahres-Mittelwert (1987-1996). Es wurden insgesamt 1.5 kt a^{-1} an Phosphor und 54.8 kt a^{-1} an Stickstoff aus dem System entfernt.

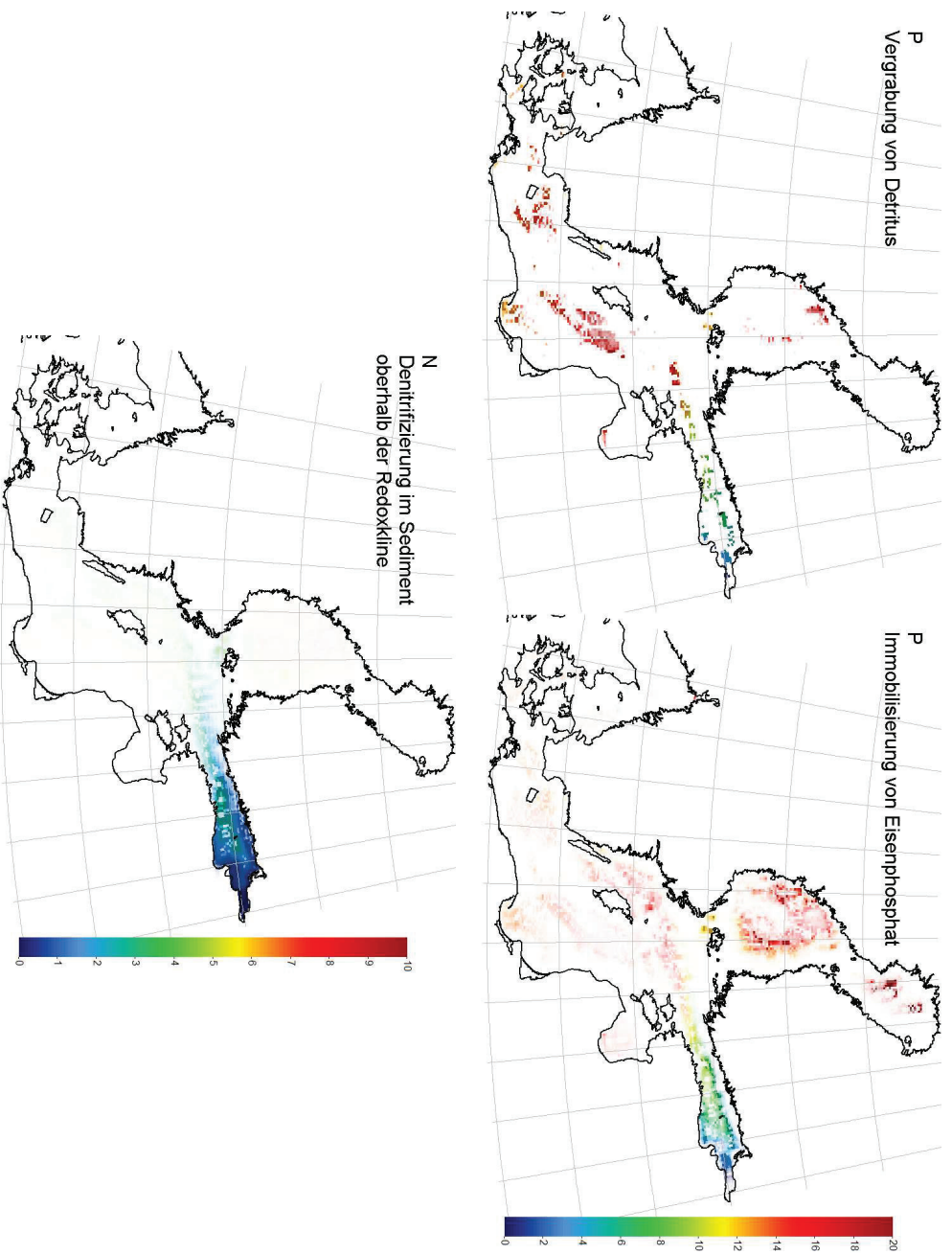


Abbildung 6.36: Oben: Räumliche Verteilung der Senken für P aus der Neva. Unten: Räumliche Verteilung des Verlustes für N aus der Neva durch Denitrifizierung in oxischen Sedimenten. Die Farbe stellt die Verweilzeit der Nährstoffe in der Ostsee dar, man beachte die verschiedenen Skalen für P und N. Die Intensität beschreibt die Entfernungsrate. Volle Intensität bedeutet $1 \text{ mmol m}^{-2} \text{ a}^{-2}$ (oben) bzw. $100 \text{ mmol m}^{-2} \text{ a}^{-2}$ (unten). Dargestellt ist ein 10-Jahres-Mittelwert (1987–1996).

Mündung des Finnischen Meerbusens in die Zentrale Ostsee wächst das durchschnittliche Alter jedoch bis auf 10 Jahre an. Danach verteilt sich der Phosphor über die gesamte Ostsee, ein erheblicher Teil jedoch wandert nordwärts in die Botenensee.

Die Denitrifizierung von Stickstoff aus der Neva konzentriert sich im Modell auf den gesamten Finnischen Meerbusen. Allerdings wird diese, wie in Abschnitt 6.2.5 diskutiert, vom Modell vermutlich erheblich überschätzt, so dass sich der Stickstoff aus der Neva in der Realität vermutlich über eine größere Fläche verteilt als im Modell und auch länger im System verweilt. Im Modell wird seine Verweildauer auf 1.3 Jahre abgeschätzt. Ein im Vergleich zu anderen Flüssen recht hoher Anteil der Verluste von Neva-Stickstoff (9%) entfällt auf die Vergrabung im Sediment.

6.6.3 Ausstrom in Richtung Arkonabecken

Der Ausstrom in Richtung Arkonabecken stellt eine wichtige Senke für Phosphor in der zentralen Ostsee dar. Allerdings beträgt der Ausstrom nur etwa 3.0 kt a^{-1} (Mittelwert im Modell für die Jahre 1986-1996).

In der Arbeit von *Savchuk* (2005) wird der Nettovolumenstrom von der Zentralen Ostsee in Richtung der dänischen Straßen mit Hilfe des Knudsen-Theorems auf $515 \text{ km}^3 \text{ a}^{-1}$ abgeschätzt. Im Modell ergibt sich ein Volumenstrom von $480 \text{ km}^3 \text{ a}^{-1}$.

Angesichts einer mittleren Phosphorkonzentration von 1.15 mmol m^{-3} in der Gotlandsee im Modell (vgl. *Savchuk* (2005): 1.05 mmol m^{-3}) wäre somit ein Phosphor-export von 17.1 kt a^{-1} zu erwarten, *Savchuk* (2005) schätzt den Nettoausstrom in Richtung der Dänischen Straßen dementsprechend auch auf 20.5 kt a^{-1} ab.

Dass der tatsächlich im Modell auftretende Phosphortransport nur 18% dieses Wertes beträgt, ist Resultat des durch die Biologie bewirkten abwärtsgerichteten Vertikaltransports von Phosphat, siehe Abschnitt 6.3, und des damit einhergehenden beckenwärts gerichteten Horizontaltransports, siehe Abschnitt 6.5.2.

Abbildung 6.38 zeigt den saisonalen Verlauf der Volumen- und Phosphorexporte über den meridionalen Schnitt AS, siehe Abbildung 6.10. Er wird in drei Tiefenschichten aufgeteilt. Es ist deutlich die haline Schichtung zu erkennen, in der Oberflächenschicht findet ein Ausstrom, in der Tiefenschicht ein Einstrom statt. Der mit dem Volumenstrom stattfindende Phosphorstrom ist in der Tiefe, wo Einstrom herrscht, deutlich größer als in der Oberflächenschicht, wo Ausstrombedingungen vorherrschen. Ein erheblicher Teil des Phosphortransports in die zentrale Ostsee hinein wird durch resuspendiertes Sediment beigetragen.

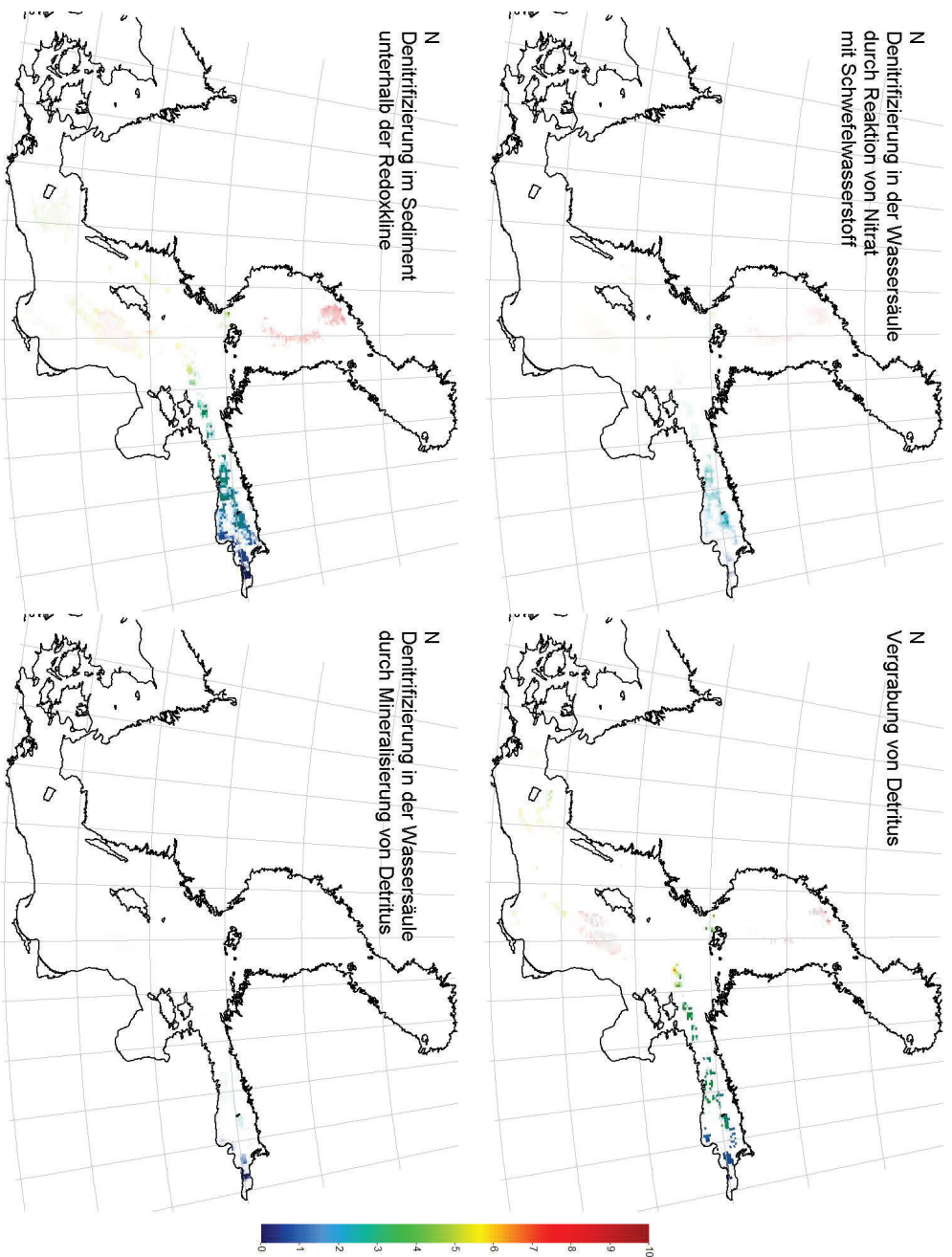


Abbildung 6.37: Räumliche Verteilung verschiedener Senken für N aus der Neva. Die Farbe stellt die Verweilzeit des Stickstoffs in der Ostsee dar. Die Intensität beschreibt die Entfernungsrate, volle Intensität bedeutet 10 mmol m⁻² a⁻². Dargestellt ist ein 10-Jahres-Mittelwert (1987-1996).

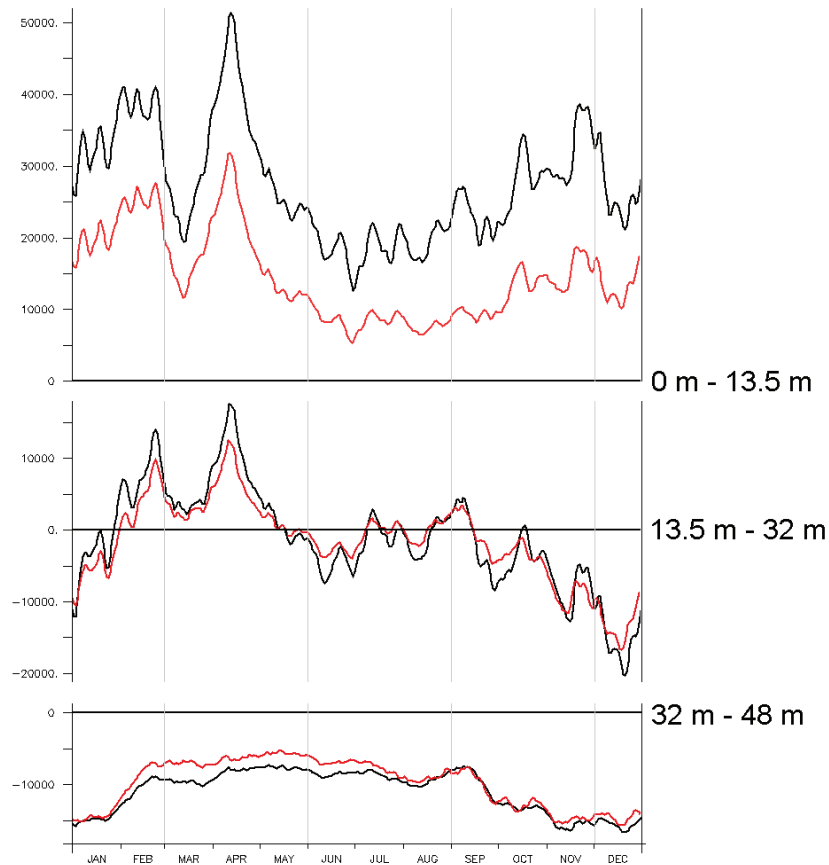


Abbildung 6.38: Export von Wasser (schwarz, in $\text{m}^3 \text{s}^{-1}$) und Phosphor (rot, in mmol s^{-1}) von der zentralen Ostsee in die Arkonasee. Dargestellt sind die klimatologisch gemittelten und geglätteten Transporte der Modelljahre 1987-1996 in drei verschiedenen Tiefenbereichen.

Somit ist die Biologie verantwortlich für ein “trapping” des Phosphors in der zentralen Ostsee.

6.7 Zusammenfassung: Einfluss der Biologie auf den Transport durch Flüsse eingetragener Nährstoffe

Die Art und Weise, auf die biologische Prozesse die Ausbreitungswege von durch Flüsse eingetragene Nährstoffe beeinflussen, ist grundlegend verschieden für Stickstoff und Phosphor.

Im Falle des Stickstoffs sorgt der Prozess der Denitrifizierung für eine rasche Entfernung aus dem Ökosystem der Ostsee. Durch Flüsse eingetragener Stickstoff konzentriert sich so vor allem nahe dem Mündungsgebiet des jeweiligen Flusses. Ein großer Teil wird - so vorhanden - bereits in einem vorgelagerten Ästuar entfernt. In die offene See gelangender Stickstoff wird der zyklonalen Strömung in den Becken folgend längs der Küste transportiert. Binnen im Schnitt 1-2 Jahren wird er dort zumeist im Sediment denitrifiziert. Nur eine geringe Menge an aus Flüssen eingetragenen Stickstoff gelangt überhaupt in die zentralen Becken der Ostsee. Die Resultate dieses Modells bestätigen also die in Ergebnisse aus der Arbeit von *Voss et al.* (2005).

Im Falle des Phosphors sorgen biologische Prozesse hingegen dafür, dass er in der zentralen Ostsee regelrecht festgehalten wird. Seine Residenzzeit übersteigt die des Wassers deutlich. Das ist nicht nur auf die im Sediment abgelagerte Menge an Phosphor zurückzuführen, diese macht im Modell lediglich etwa ein Fünftel der Gesamtmenge aus.

Prozesse, die für die erhebliche Residenzzeit des Phosphors in den zentralen Becken der Ostsee sorgen, sind in Abbildung 6.39 dargestellt.

Wird Phosphor von Lebewesen assimiliert, so geht er dabei in partikuläre Form über. Als Detritus sinkt er ab und sedimentiert. Ein beckenwärts gerichteter Sedimenttransport bewirkt, dass Phosphor aus küstennahen Gebieten entfernt und im Inneren der Becken akkumuliert wird. Dieser Transport findet sowohl als diffusiver Transport, der von einem Gradienten in der Erosionshäufigkeit getrieben wird, als auch als ein sehr langsamer und nur auf großen Zeitskalen wirksamer gravitationsgetriebener Transport in der bodennahen Trübungsschicht statt. Während ersterer effizient für einen Transport von Fluffy-Layer-Sediment aus flachen, küstennahen Bereichen sorgt, kann letzterer an steilen Hängen für einen abwärtsgerichteten Transport des Phosphors sorgen. Gelangt Sediment in den Talweg von der Darßer Schwelle zum östlichen Gotlandbecken, so wird es von einströmendem Tiefenwasser in Richtung

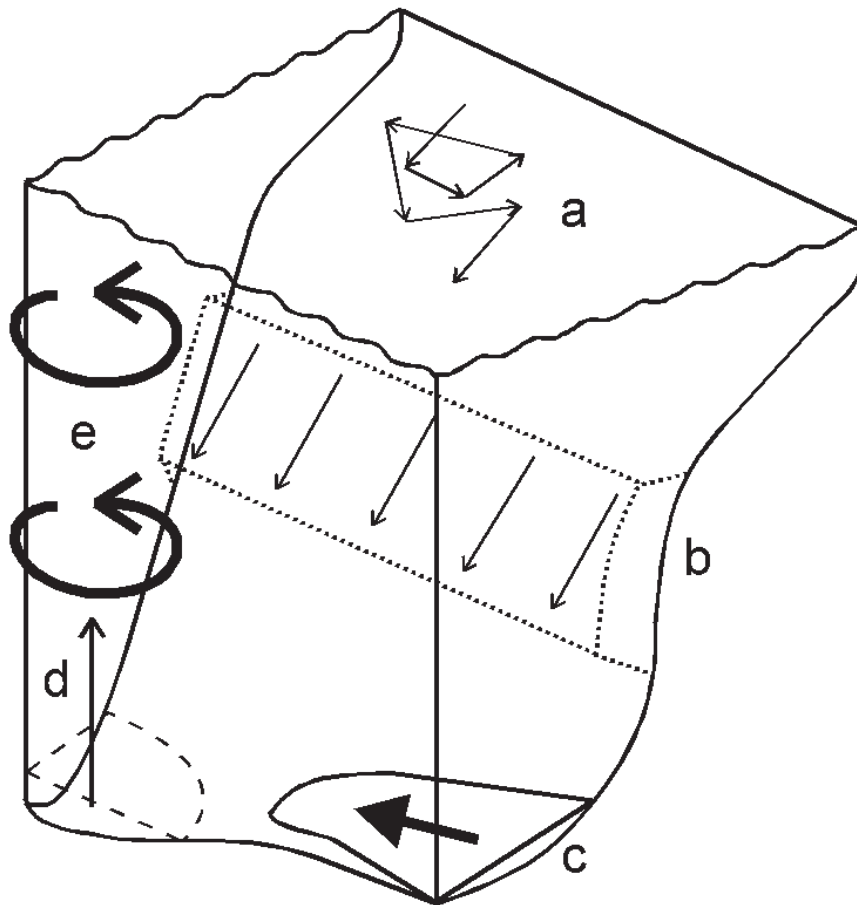


Abbildung 6.39: Mögliche Prozesse, die Phosphor in der Ostsee “gefangenhalten”.
 (a) In küstennahen Bereichen wird sedimentierter Phosphor durch einen Gradienten der Erosionshäufigkeit beckenwärts transportiert.
 (b) An steilen Hängen bewegt sich erodiertes Fluffy-Layer-Material aufgrund der höheren Dichte der Trübungsschicht hangabwärts.
 (c) Gelangt Sediment in den Talweg, wird es von salinen Bodenströmungen beckenwärts transportiert. (d) Unterhalb der Redoxkline wird Eisenphosphat aufgespalten und das Phosphat diffundiert nach oben. (e) Dort wird mit der isobathenparallelen mittleren Strömung im Bereich des Tiefenbeckens zirkuliert.

des Beckens transportiert.

Während der Verweilzeit des Phosphors im Sediment wurde er von organischem Phosphor zum Teil in Eisenphosphat umgewandelt. Gelangt dieses unter die Redoxkline, so wird das Eisen reduziert und der Phosphor gelangt in die Wassersäule. Aufgrund eines vertikalen Gradienten wird das freigewordene Phosphat in der Folge nach oben diffundiert. Allerdings gelangt es nicht wieder in küstennahe Gebiete oder gar aus der Ostsee heraus, denn die mittlere Strömung ist isobathenparallel gerichtet und lässt den Phosphor somit innerhalb der Tiefenbecken zirkulieren.

Kapitel 7

Ausbreitungswege fixierten Luftstickstoffs und atmosphärisch eingetragener Nährstoffe

7.1 Fixierter Luftstickstoff

Fixierter atmosphärischer Stickstoff stellt die quantitativ größte Eintragsquelle für Stickstoff ins Ökosystem der Ostsee dar. Der Prozess der Stickstofffixierung und seine Repräsentation im Modell wurden bereits im Abschnitt 3.2.1 diskutiert. In diesem Abschnitt soll das Schicksal des fixierten Luftstickstoffs, ähnlich wie das der aus Flüssen eingetragenen Nährstoffe, von der Quelle bis zur Senke diskutiert werden.

7.1.1 Räumliche Verteilung von Quellen und Senken

Im Gegensatz zu Flusseinträgen hat atmosphärisch fixierter Stickstoff nicht einen einzigen Eintragsort in die Ostsee. Seine Quelle ist der Prozess der Stickstofffixierung, der über die zentralen Becken der Ostsee verteilt stattfindet.

Abbildung 7.1a zeigt die Wachstumsgebiete der Cyanobakterien. Besonders starke Fixierung findet im Arkonabecken, im Bornholmbecken sowie im südöstlichen Gotlandbecken statt. Der Greifswalder Bodden stellt ein besonders effizientes Gebiet für Stickstofffixierung dar, das aber aufgrund seiner kleinen räumlichen Ausdehnung dennoch nur einen kleinen Teil zur Gesamtmenge des fixierten Stickstoffs beiträgt. Auch in der gesamten Gotlandsee sowie in der Bottensee wird im Modell atmosphärischer Stickstoff fixiert. Im Wesentlichen frei von Cyanobakterien sind der küstennahe Bereich an der südöstlichen Küste des Gotlandbeckens, der Rigaer und Finnische Meerbusen und die Bottenwiek, da hier Phosphatlimitierung das Wachstum anderer

Phytoplanktonarten begünstigt. In den Dänischen Straßen und im Kattegat ist der Salzgehalt für ein Wachstum von Cyanobakterien zu hoch.

Die Senkengebiete für atmosphärisch fixierten Stickstoff stimmen im Wesentlichen mit den Quellgebieten überein (siehe Abbildung 7.1), allerdings findet die Denitrifizierung und Vergrabung des fixierten Stickstoffs zumeist in von der Küste entfernten Sedimenten statt, also in größerer Tiefe. Das unterscheidet das Schicksal von fixiertem Luftstickstoff von dem des durch Flüsse eingetragenen Stickstoffs, da dieser meist küstennah denitrifiziert wird. Besonders im Arkona- und Bornholmbecken und im Danziger Tief wird fixierter Stickstoff bevorzugt in großer Tiefe entfernt, im Gotlandbecken und der Bottensee wandert er im Sediment meist nur wenige zehn Kilometer und konzentriert sich in lokalen Tiefenmaxima, um dort denitrifiziert zu werden. Insgesamt zeigt sich jedoch, dass auch für fixierten Luftstickstoff, genau wie für Phosphor, ein hangabwärts gerichteter Sedimenttransport seinen Ausbreitungsweg modifiziert.

7.1.2 Saisonale Dynamik im Nahrungsnetz

Abbildung 7.2 zeigt die saisonale und vertikale Dynamik des fixierten Stickstoffs in der Gotlandsee. Da fixierter Luftstickstoff mehr als die Hälfte des Gesamtstickstoffs in diesem Becken ausmacht, gleicht sein saisonales Verhalten dem allgemeinen Verhalten des Stickstoffs in diesem Becken im Wesentlichen, man vergleiche Abbildung 6.7. Während des Sommers wird fixierter Luftstickstoff in die Deckschicht durch ein Wachstum der Cyanobakterien eingetragen. Dieser gelangt ins Detritus und schließlich ins Sediment, was bis Oktober Akkumulation von Stickstoff zeigt. Mit dem Einsetzen der winterlichen Konvektion gelangt Nitrat, das bereits in den Vorjahren gebildet wurde, wieder in die Oberflächenschicht. Dieses wird im Frühjahr von Phytoplankton konsumiert und sinkt bis zum Sommer hin aus der Oberflächenschicht nach unten, so dass diese im Juni frei von aus Fixierung stammendem Stickstoff ist. Dieser Nitratmangel ermöglicht dann wieder ein Wachstum neuer Cyanobakterien.

Das Verhältnis zwischen winterlichem Nitrat aus Stickstofffixierung und im Sommer in Cyanobakterien gebundenem Stickstoff variiert jährlich, im hier betrachteten Modelljahr liegt es bei etwa 1:3. Das macht deutlich, dass ein erheblicher Teil des im Sommer fixierten Stickstoffs bis zum nächsten Sommer bereits denitrifiziert ist. Allerdings ist andererseits festzustellen, dass Nitrat die Mehrheit des vorhandenen fixierten Luftstickstoffs bildet, und nicht etwa Cyanobakterien, trotz der vergleichsweise kurzen Residenzzeit von nur 1.8 Jahren.

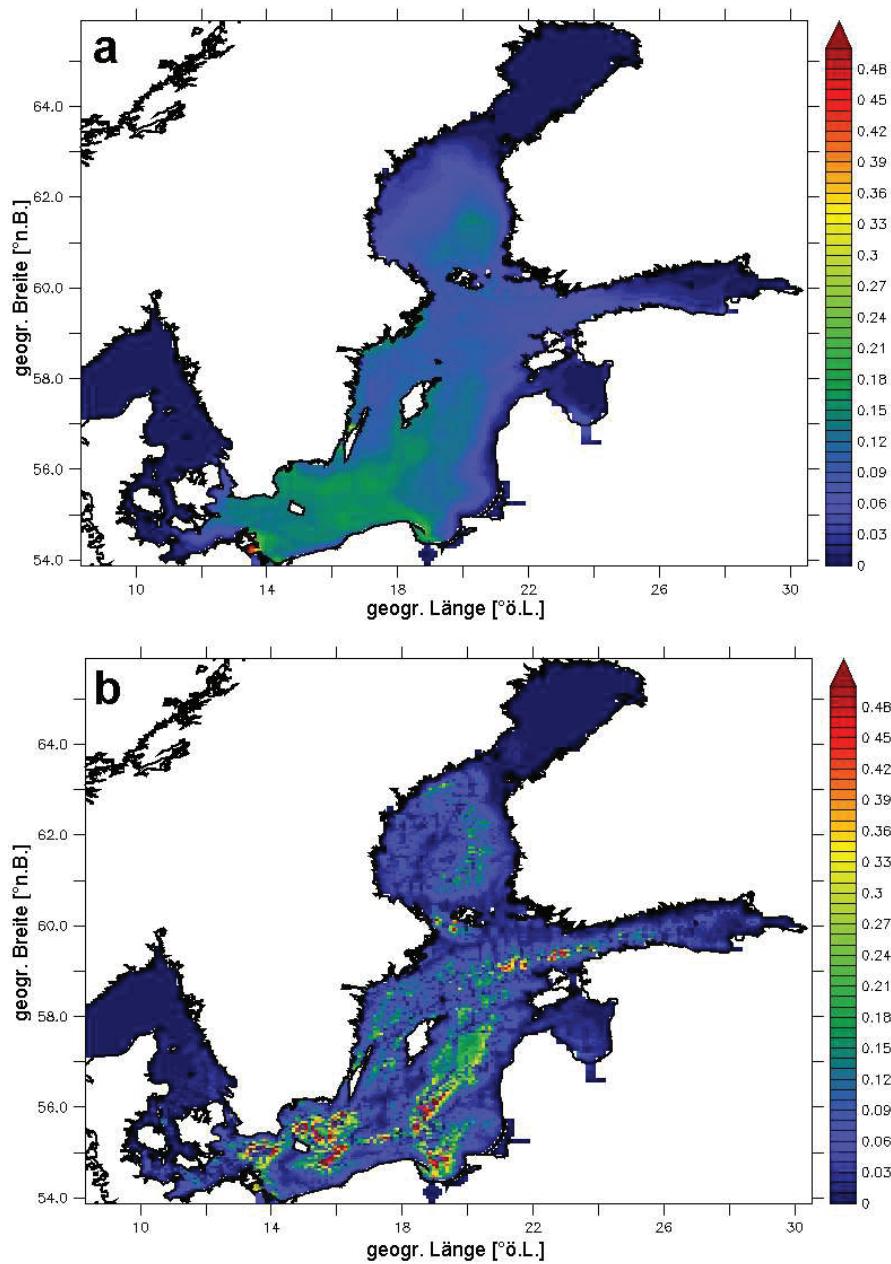


Abbildung 7.1: (a) Eintrag von Stickstoff durch Fixierung [$\text{mol m}^{-2} \text{a}^{-1}$], Mittelwert der Modelljahre 1987-1996. (b) Entfernung von fixiertem Stickstoff aus dem Ökosystem [$\text{mol m}^{-2} \text{a}^{-1}$], Mittelwert der Modelljahre 1987-1996.

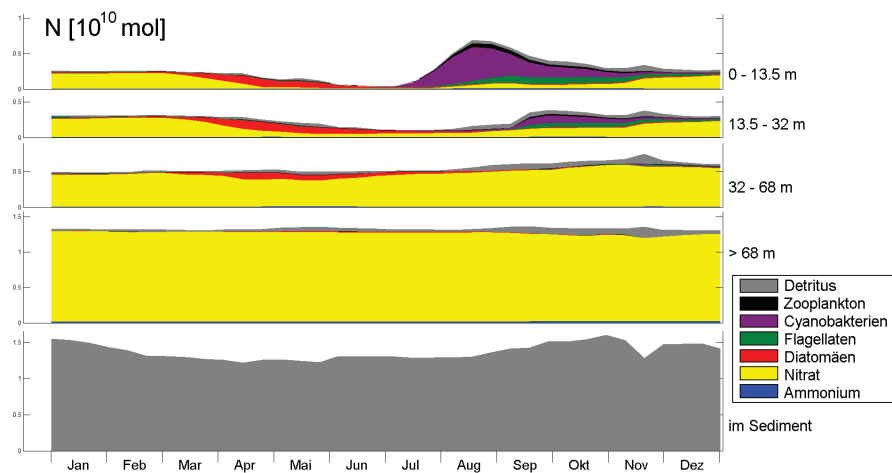


Abbildung 7.2: Saisonale Entwicklung der Gesamtmengen von bioverfügbarem durch Fixierung eingetragenen Stickstoff (ohne DON) in verschiedenen Tiefenschichten der Gotlandsee. Modelljahr 1996.

7.1.3 Physikalische Transporte

Für durch Cyanobakterien fixierten Stickstoff stellt die Zirkulation um Gotland herum den bedeutendsten Transport dar. Etwa 70 kt umkreisen jährlich die Insel, davon entfällt allerdings nur etwa 1/10 auf die Advektion von Cyanobakterien. Dies hängt damit zusammen, dass diese nur während der Sommersaison wachsen. Mehr als die Hälfte der Transporte wird durch die Advektion von Nitrat bewirkt, auch Sedimenttransport macht einen signifikanten Beitrag vom Gesamttransport aus.

Aus dem Bottnischen Meerbusen gelangen laut Modell etwa 6 kt a^{-1} in Cyanobakterien gebundener Stickstoff in die Gotlandsee, dieser Import wird jedoch durch einen Export von Nitrat aus Stickstofffixierung in den Bottnischen Meerbusen kompensiert. Der Finnische Meerbusen stellt laut Modell eine Senke für fixierten Stickstoff dar, die Mehrheit der Transporte dorthin findet als Sedimenttransport statt. Allerdings sind diese Bilanzen der nördlichen Meerbusen möglicherweise nicht realistisch, da diese Dynamik dieser Becken vom verwendeten Modell weniger gut als z.B. die der Gotlandsee aufgelöst wird.

Ein Export von durch Cyanobakterien fixiertem Stickstoff findet aus der Gotlandsee in Richtung Bornholmsee und Arkonasee statt. Aus der Arkonasee gelangt jedoch etwa die Hälfte des als DIN oder PON exportierten Stickstoffs als Sedimenttransport wieder in die Bornholmsee zurück.

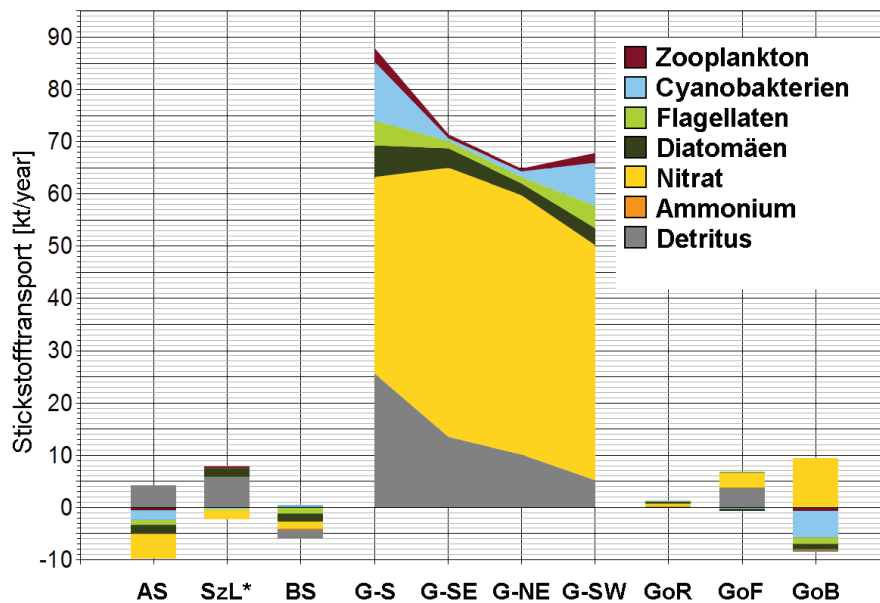


Abbildung 7.3: Nettotransporte von durch Cyanobakterien fixiertem Stickstoff aus der Oder über verschiedene Schnitte (s. Abb. 6.10), unterschieden nach Modellvariable. Mittelwert von 1992-1996. Positive Werte bedeuten nord- oder ostwärtigen Transport, mit Ausnahme des Schnittes G-SW.

7.1.4 Nährstoffsinken und Verweilzeiten im Ökosystem

Ähnlich wie für durch Flüsse eingetragenen Stickstoff ist auch für fixierten Stickstoff die Denitrifizierung in oxischen Sedimenten die bedeutendste Senke, siehe Abbildung 7.4.

Die Zeit, die fixierter atmosphärischer Stickstoff im Ökosystem Ostsee verbringt, ist stark ortsabhängig, siehe Abbildung 7.5. So wird fixierter Stickstoff im Arkonabecken, am Rand des Bornholmbeckens und im Danziger Tief in der Regel in einer Zeitspanne von unter einem Jahr denitrifiziert. In den tieferen Regionen des Bornholmbeckens dauert es im Schnitt zwei Jahre bis zur Denitrifizierung, im Gotlandbecken drei bis vier und in der Bottensee bis zu fünf Jahre. Die lange Residenzzeit in der Bottensee ist vermutlich auf die geringe Temperatur des Tiefenwassers zurückzuführen, die den Denitrifizierungsprozess verlangsamt.

Dass die Verweilzeit des fixierten Stickstoffs bis zur Denitrifizierung im Gotlandbecken einen starken Tiefengradienten aufweist, lässt sich auf mindestens zwei Arten interpretieren:

- In flachen Regionen sedimentierter Detritus wird entweder sofort denitrifiziert

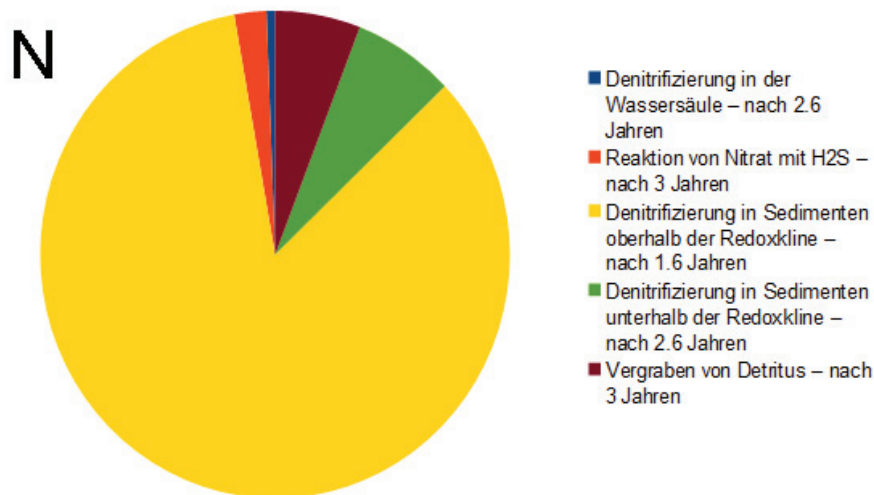


Abbildung 7.4: Anteil verschiedener Prozesse an der Entfernung von fixiertem Stickstoff aus dem Ökosystem Ostsee. Dargestellt ist ein 10-Jahres-Mittelwert (1987-1996). Es wurden insgesamt 385.3 kt a⁻¹ an Stickstoff aus dem System entfernt.

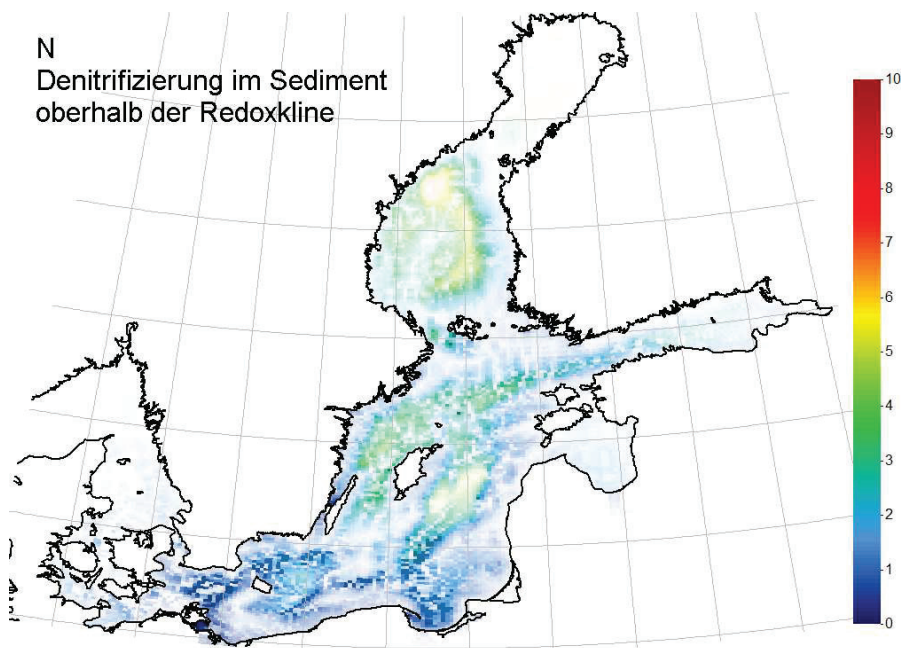


Abbildung 7.5: Räumliche Verteilung des Verlustes für fixierten Stickstoff durch Denitrifizierung in oxischen Sedimenten. Die Farbe stellt die Verweilzeit des Stickstoffs in der Ostsee dar, die Intensität beschreibt die Entfernrungsrate. Volle Intensität bedeutet 100 mmol m⁻² a⁻². Dargestellt ist ein 10-Jahres-Mittelwert (1987-1996).

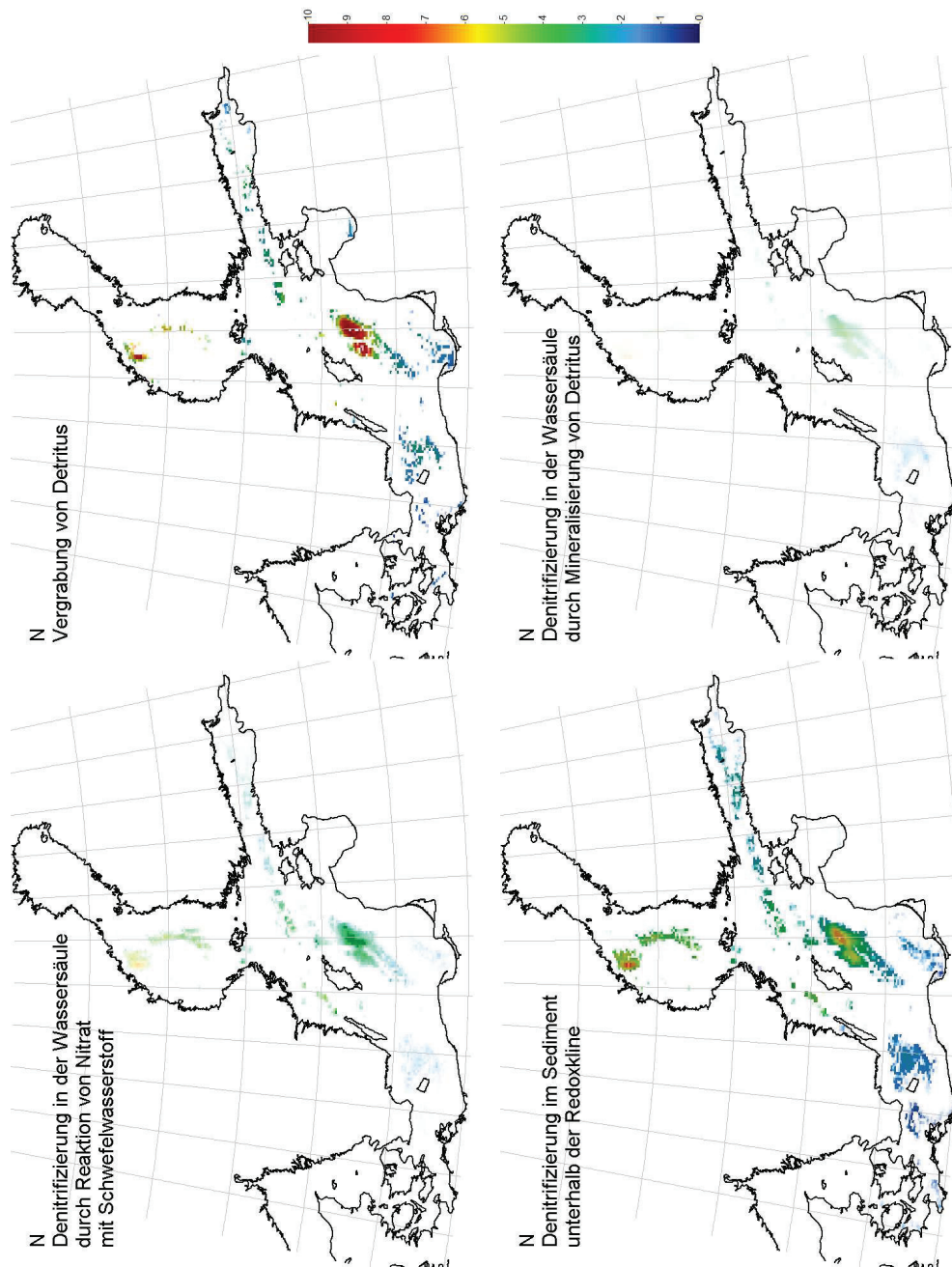


Abbildung 7.6: Räumliche Verteilung verschiedener Senken für fixierten Stickstoff. Die Farbe stellt die Verweilzeit des Stickstoffs in der Ostsee dar, die Intensität beschreibt die Entfernungsrate, volle Intensität bedeutet $10 \text{ mmol m}^{-2} \text{a}^{-2}$. Dargestellt ist ein 10-Jahres-Mittelwert (1987-1996).

oder wandert hangabwärts in größere Tiefen. Somit verweist die längere Residenzzeit in der Tiefe auf einen längeren Transportweg des Detritus.

- Ein Teil des Stickstoffs aus abgelagertem Cyanobakterien-Detritus wird denitrifiziert, ein anderer gelangt als Ammonium in die Wassersäule. Dies passiert in allen Tiefen gleich schnell. Das freigesetzte Ammonium wird nitrifiziert und wandert wieder in die euphotische Schicht. Dort gelangt der Stickstoff nach Assimilation durch Phytoplankton wieder in Detritus und sedimentiert. Somit hat er erneut die Chance, denitrifiziert zu werden. Da die Wanderung vom Boden in die euphotische Schicht in tiefen Regionen mehr Zeit benötigt, verweilt fixierter Stickstoff hier im Schnitt länger.

Im Sediment vergrabener Stickstoff aus Fixierung hat in den Tiefen des Gotlandbeckens ein mittleres Alter von 10 Jahren, siehe Abbildung 7.6. Diese lange Lebensdauer kann er nur erreichen, weil im Modell die Remineralisierung von Sediment unter anoxischen Bedingungen deutlich langsamer abläuft, was in der Realität umstritten ist.

7.2 Direkte atmosphärische Einträge

Neben Flusseinträgen und der Fixierung von molekularem Stickstoff stellen direkte atmosphärische Einträge von Nitrat und Ammonium eine weitere Stickstoffquelle dar. In Abschnitt 3.1.5 wird darauf eingegangen, wie diese Quelle in unserem Modell berücksichtigt wird.

Da durch direkte atmosphärische Deposition eingetragener Stickstoff im Modell kein markiertes Element darstellt, lässt er sich nicht von durch andere Flüsse eingetragener Stickstoff unterscheiden. Im Modell werden 85% des Eintrags von “unmarkiertem Stickstoff” durch atmosphärische Deposition beigesteuert, der Rest entfällt auf andere Flüsse und den Einstrom aus der Nordsee.

Der unmarkierte Stickstoff besitzt im Modell keinen Alterstracer, so dass keine genaue Aussage über seine Verweilzeit im Modell getroffen werden kann. Vergleicht die Einträge aus verschiedenen Quellen mit dem Anteil, den sie zur Gesamtmenge an Stickstoff in der Ostsee liefern, so lässt sich erkennen, dass “unmarkierter Stickstoff” weitaus länger im Ökosystem verweilen muss als Stickstoff aus dem markierten Flüssen und fixierter Stickstoff. In Abbildung 7.7 ist dies zu erkennen. Während “unmarkierter Stickstoff” nur 46% zum Eintrag beisteuert, betrug sein Anteil an der Gesamtmenge im Modelljahr 1996 61%. Daraus lässt sich ableiten, dass er im Durchschnitt 2.3 Jahre im Ökosystem verbleibt, bevor er entfernt wird. Seine Residenzzeit ist somit größer als die der markierten Flüsse und auch größer als die des durch

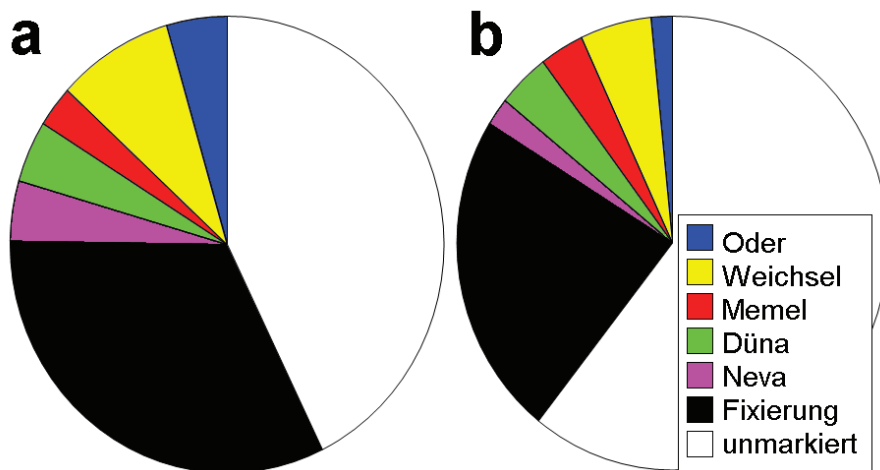


Abbildung 7.7: Anteil verschiedener Eintragsquellen an (a) den Einträgen von Stickstoff ins Ökosystem (1992-1996) und (b) der Gesamtmenge an Stickstoff im Modell (Jahresmittelwert 1996).

Fixierung eingetragenen Stickstoffs.

Der Unterschied in der Residenzzeit lässt sich wie folgt begründen:

- Durch Flüsse eingetragener Stickstoff erreicht das Ökosystem zumeist mit der Schneeschmelze im Frühjahr, so dass er rechtzeitig zur Frühjahrsblüte bereitsteht. Dort wird er im küstennahen Bereich zügig assimiliert und sinkt als Detritus zu Boden. Aufgrund der geringen Wassertiefe erreicht er diesen schnell, und da sich in den flachen Gebieten auch das bodennahe Wasser im Sommer erwärmt, kann der mikrobielle Denitrifizierungsprozess schnell stattfinden und ihn aus dem System entfernen.
- Durch Cyanobakterien fixierter Stickstoff tritt nicht als DIN, sondern bereits in organischer Form ins Ökosystem ein. Sterben die Cyanobakterien ab, so sinkt auch er zu Boden und wird zum Teil dort denitrifiziert, noch bevor er als DIN in die Wassersäule gelangen kann.
- Direkte atmosphärische Deposition findet jedoch das ganze Jahr über und in allen Teilen der Ostsee statt. Ein Teil des Stickstoffs kann so direkt in den großen Nitratpool des durchmischten Winterwassers gelangen. Da von diesem nur ein Teil jedes Jahr der Primärproduktion zur Verfügung steht, kann atmosphärisch eingetragener Stickstoff so mehrere Jahre lang als Nitrat in der Wassersäule bleiben.

Diese verschiedene Residenzzeit darf dann nicht vernachlässigt werden, wenn durch Reduktion der Stickstoffeinträge eine Verringerung der winterlichen Nitratkonzentrationen erreicht werden soll.

tration in einem Becken der Ostsee erreicht werden soll. Eine Reduktion in der atmosphärischen Deposition dürfte hierbei also besonders effektiv sein, Flussfrachten müssten entsprechend stärker reduziert werden, um denselben Rückgang der Winter-DIN-Konzentration zu erreichen. Allerdings hilft eine Reduktion der Stickstoffeinträge nur in phosphatlimitierten Gebieten dauerhaft, die winterliche DIN-Konzentration zu senken, da die Reduktion der Einträge ansonsten über eine verstärkte Stickstofffixierung kompensiert wird.

Kapitel 8

Rolle des Fisches für die Nährstoffumsätze

Das verwendete Ökosystemmodell ist, wie für solche Modelle üblich, auf der trophischen Stufe des Zooplanktons abgeschnitten. Der Einfluss höherer trophischer Stufen, also auch von Fisch, wird lediglich parametrisiert. Es existieren keine Nährstoffpools im Modell, die den in Fischen gebundenen Stickstoff oder Phosphor repräsentieren, der Einfluss der Fische auf das darunterliegende Nahrungsnetz wird lediglich durch die Zooplanktonmortalität parametrisiert. Diese ist eine quadratische Mortalität, die Mortalitätsrate ist also nicht konstant, sondern proportional zur Konzentration des Zooplankton. Mithilfe dieser Wahl wird impliziert, dass sich Fische stets dort aufhalten, wo viel Zooplankton zu finden ist, und dementsprechend der Fraßdruck steigt. Außerdem sorgt die quadratische Mortalität für Stabilität im Modell, da durch die maximale Wachstumsrate und die quadratische Mortalität eine "carrying capacity" gegeben ist, eine Gleichgewichtskonzentration von Zooplankton, die nicht überschritten werden kann.

Tatsächlich könnten Fische allerdings durchaus eine Rolle für die Nährstoffbudgets der Ostsee spielen.

- Erstens stellt die Nährstoffentnahme durch Fischerei eine signifikante Senke an Phosphor dar, die in unserem Modell somit nicht berücksichtigt ist.
- Zweitens können Fische durch Akkumulation von Biomasse jahreszeitliche Schwankungen in den TN- und TP-Konzentrationen erzeugen, denn die in Fisch gebundenen Nährstoffe werden ja der Wassersäule entnommen.
- Drittens verstärkt Fisch die Sedimentation von Detritus, denn die von Fisch ausgeschiedenen Exkremente in Form von Pellets sinken mit hohen Geschwindigkeiten zu Boden, so dass sie nicht schon in der Wassersäule remineralisiert werden.

- Viertens können Fische aufgrund ihrer Schwimmfähigkeit aktive horizontale Transporte von Nährstoffen bewirken. Speziell die Eutrophierung der Laichgebiete durch Fisch, verursacht durch die Mortalität der Fischlarven einerseits und die Respiration der erwachsenen Fische während ihres Aufenthalts in den Laichgebieten andererseits, war bereits Gegenstand einer Modelluntersuchung, *Radtko et al.* (2012).

In Abschnitt 8.1 soll auf der Basis von Literaturangaben eine quantitative Abschätzung bestimmter durch Fisch verursachter Nährstoffflüsse erfolgen. In Abschnitt 8.2 wird ein Fischmodell vorgestellt, das, gekoppelt an das bereits in den Kapiteln 2 und 3 beschriebene Ökosystemmodell, zur Abschätzung der Nährstoffeinträge in die zentralen Ostseebecken durch dort laichende Sprotten und Dorsche verwendet wurde.

8.1 Budgetrechnungen

Die gesamte in der Ostsee vorhandene Biomasse von Fisch variierte im Laufe des 20. Jahrhunderts von etwa 1500 kt bis 1945 bis ca. 8000 kt in den 1980er Jahren, *Thurrow* (1997). Diese Bestandsexplosion spiegelt dabei die Zunahme der Eutrophierung wider, die, wie in Ökosystemen üblich, zu einer Bestandsvergrößerung besonders in den hohen trophischen Stufen führt. Über 80% der Biomasse wird hierbei von den Beständen von Hering, Sprotte und Dorsch ausgemacht. Um die Menge an Stickstoff und Phosphor abzuschätzen, die im Fischbestand gebunden ist, stützen wir uns auf die Untersuchungen von *Hjerne and Hansson* (2002). Diese fanden in Heringen und Sprotten der Ostsee einen recht konstanten Anteil von 2.4% Stickstoff und 0.43% Phosphor an der Feuchtmasse der Fische. Somit ergeben sich in Fisch gespeicherte Massen von 36-192 kt Stickstoff bzw. 6.5-34.5 kt Phosphor. Diese Mengen sind klein im Vergleich zu den Gesamtmengen von Stickstoff und Phosphor in der Ostsee. Vergleicht man jedoch die Phosphormenge im Fisch mit dem jährlichen Eintrag von etwa 26 kt bioverfügbarem Phosphor, so zeigt sich, dass gerade für das Phosphorbudget der Ostsee der Fisch durchaus eine Rolle spielen kann.

Mit einem molaren N:P-Verhältnis von 12.4:1 zeigen Fische in der Ostsee gegenüber dem Phytoplankton (16:1) eine Anreicherung an Phosphat.

8.1.1 Konsumption und Respiration durch Fisch

Zooplankton ist die mengenmäßig bedeutendste Nahrungsquelle für Fische in der Ostsee. Heringe und Sprotten fressen praktisch nur Zooplankton, ebenso junge Dor-

sche.

In *Arrhenius and Hansson* (1993) wird die jährliche Konsumption von Zooplankton durch die Herings- und Sprottenbestände der Ostsee abgeschätzt. Durch Hering werden $50\,000\text{ kt a}^{-1}$ Zooplankton gefressen, durch Sprotten $24\,000\text{ kt a}^{-1}$. Jeweils 50% bzw. 45% entfallen dabei auf die Fische im ersten Lebensjahr. Das entspricht einem Wert von $14.8\text{ gC m}^{-2}\text{ a}^{-1}$. Diese Aufnahme ist bemerkenswert hoch im Vergleich zur im Fisch akkumulierten Biomasse und auch zur Primärproduktion, siehe Abschnitt 3.2.1. Nach *Arrhenius and Hansson* (1993) macht sie ca. 60-80% der Gesamtproduktion an Zooplankton aus.

Nach *Walve and Larsson* (1999) enthält Zooplankton in der Ostsee einen Anteil von 7-12.4% Stickstoff und 0.6-2% Phosphor in der Trockenmasse. An der (feuchten) Gesamtmasse macht dies also 0.7-1.2% bzw. 0.06-0.2% aus. Diese Zooplanktonaufnahme entspricht etwa 520-890 kt an Stickstoff und 44-150 kt an Phosphor.

Da die akkumulierte Fischbiomasse deutlich weniger Nährstoffe enthält als die jährlich aufgenommene Menge an Zooplankton, ist anzunehmen, dass der Großteil der Nährstoffe durch Respiration wieder ausgeschieden wird. Daher ist es möglicherweise ungünstig gewählt, den Fischfraß wie in ERGOM durch eine Mortalität in den Detritus-Pool zu überführen, denn durch Respiration ausgeschiedene Nährstoffe gelangen in den Ammonium- bzw. Phosphatpool. Ein ebenfalls erheblicher Anteil an der Zooplanktonkonsumption dürfte allerdings durch die Mortalität der Jungfische balanciert werden, so dass dieser Anteil tatsächlich in Detritus übergeht.

8.1.2 Nährstoffabgabe durch Laichen

Ein Anteil der Fischbiomasse wird von erwachsenen Fischen jedes Jahr in Form von Fischlaich ausgeschieden. Dieser wird in *Arrhenius and Hansson* (1993) für Heringe ab einem Alter von 3 Jahren auf 4.3% der Körpermasse und für Sprotten ab einem Alter von 3 Jahren auf 5.8% der Körpermasse geschätzt, in absoluten Zahlen entspricht das 106 kt a^{-1} bzw. 22 kt a^{-1} . Nach *Kjørboe et al.* (1987) enthalten Fischlarven vor Beginn der externen Nahrungsaufnahme 10-12% Stickstoff in der Trockenmasse, die im Fischlaich enthaltene Menge an Stickstoff dürfte also 1.1 kt a^{-1} für Hering entsprechen. Nehmen wir an, dass für Sprotteneier dasselbe Elementverhältnis gilt, so entspricht die Menge an Stickstoff im Laich der Sprotten 0.24 kt .

Fischlarven unterliegen erheblicher Mortalität. Nach *Arrhenius and Hansson* (1993) werden aus nur etwa 0.17% der Eier tatsächlich Fische, die bis zum 1. Januar des Folgejahres überleben. Somit gelangt fast die gesamte Biomasse des Fischlaichs in den Detritus-Pool.

Dies trägt zur Materialablagerung in den Laichgebieten bei. Eine Untersuchung, inwieweit Sprotten und Dorsche zum Transport von Material in die als Laichgebiet dienenden Tiefenbecken der Ostsee beitragen, findet sich in Abschnitt 8.2.

8.1.3 Nährstoffentnahme durch Fischerei

Durch Fischerei werden jedes Jahr etwa 1000 kt an Biomasse aus dem Ökosystem Ostsee entfernt. Darin enthalten sind natürlich auch Stickstoff und Phosphor, so dass die Fischerei der Eutrophierung der Ostsee entgegenwirkt.

In *Hjerne and Hansson* (2002) wird dieser Effekt quantitativ abgeschätzt. Es werden jährlich etwa 15 kt an Stickstoff und etwa 3 kt an Phosphor durch Fischerei entfernt. Dies entspricht etwa 1.2% des bioverfügbaren Stickstoffeintrags und 11% des bioverfügbaren Phosphoreintrags in die Ostsee.

Die Entnahme von Phosphor durch Fischerei ist also für die zentrale Ostsee quantitativ ebenso bedeutend wie unserem Modell zufolge der Export in Richtung Arkonabecken. In den Jahren 1962-1996 erhöht sich in unserem Modell die Menge des im Ökosystem der Ostsee befindlichen Phosphors um etwa 1.8 kt a^{-1} . Die Berücksichtigung der Phosphorentnahme durch Fischerei könnte also das Phosphorbudget in unserem Modell signifikant beeinflussen. Für Stickstoff ist der Effekt nicht signifikant, da die Denitrifizierung eine erheblich größere Senke darstellt und die Unsicherheit bei der Abschätzung der Menge des jährlich in der Ostsee denitrifizierten Stickstoffs größer als die durch Fisch entnommene Menge ist.

8.2 Untersuchungen zur Eutrophierung der Tiefenbecken durch Fisch

8.2.1 Fragestellung

Die Laichgebiete von Sprotte und Dorsch befinden sich in den zentralen Becken der Ostsee. Da diese Gebiete aufgrund der isobathenparallelen Ausrichtung der mittleren Strömung nur vergleichsweise schwach mit den küstennahen Regionen gekoppelt sind, stellt sich die Frage, welche Prozesse zu Nährstoffflüssen in die Becken und damit zu ihrer Eutrophierung beitragen. Schließlich gelangen Flusseinträge, die ja die mengenmäßig dominierende Quelle von Nährsalzen für die Ostsee sind, nicht direkt in die Tiefenbecken.

Durch das Laichen können Fische selbst Biomasse und damit Nährstoffe in die zentralen Becken eintragen. Diese Biomasse wurde vorher über einen längeren Zeitraum akkumuliert, zumeist durch Verzehr von Zooplankton außerhalb der Laichgebiete. Somit trägt dieser Prozess zur Eutrophierung der Laichgebiete bei, da der Großteil der Fischlarven nicht überlebt und seine Biomasse somit zunächst Detritus wird und die enthaltenen Nährstoffe später durch Remineralisierung wieder der Primärproduktion zur Verfügung stehen. Die abgelaichte Biomasse selbst ist jedoch vergleichsweise gering, siehe Abschnitt 8.1.2. Als weiterer eutrophierender Effekt kommt jedoch hinzu, dass die erwachsenen Fische während ihres Aufenthalts im Laichgebiet respirieren. Aufgrund ihrer Zusammenballung im räumlich begrenzten Laichgebiet ist jedoch die Verfügbarkeit von Nahrung begrenzt, so dass die Fische mehr ausscheiden als aufnehmen.

Ein gegenläufiger Effekt ergibt sich allerdings durch die Tatsache, dass die Fischlarven hohe Wachstumsraten aufweisen, die sie nach dem Übergang zur exogenen Nahrungsaufnahme durch Zooplankton decken. Somit entsteht ein starker Fraßdruck auf das Zooplankton. Wenn die Jungfische später ihre Laichgebiete verlassen, nehmen sie die in Form von Zooplankton aufgenommenen Nährstoffe aus den Laichgebieten heraus in andere Regionen der Ostsee mit.

Zur Frage, ob die Fische selbst also effektiv Nährstoffe in ihre Laichgebiete importieren oder aus ihnen exportieren, wurde mithilfe eines NPZDF-Modells (Nährsalz-Phytoplankton-Zooplankton-Detritus-Fisch) ein Experiment durchgeführt.

8.2.2 Das NPZDF-Modell

Um den oben geschilderten Effekt der Eutrophierung der zentralen Becken der Ostsee durch Fisch abzuschätzen, wurde ein massenklassenstrukturiertes Fischmodell nach *Fennel* (2008) in das in den Kapiteln 2 und 3 beschriebene Ökosystemmodell integriert. Auf diese Weise entsteht ein End-to-End-Modell für die Ostsee, das alle trophischen Stufen vom Nährsalz bis zum Fisch vereint. Die Ergebnisse der Untersuchung finden sich in *Radtko et al.* (2012) und sollen hier in verkürzter Form nochmals diskutiert werden.

Der Fisch wird im Modell in Form von zweidimensionalen (vertikal integrierten) Zustandsvariablen geführt, da wir annehmen können, dass Fische auf sehr kleinen Zeitskalen in der Lage sind ihre Aufenthaltstiefe zu variieren. Die Variablen stellen eine Flächenkonzentration von Fisch dar, die in mmolN m^{-2} gemessen werden, entsprechend der "Modellwährung" Stickstoff im darunterliegenden NPZD-Modell. Im Unterschied zum Ansatz der Superindividuen-basierten Fischmodelle (*Scheffer et al.*, 1995), (*Megrey et al.*, 2007) ist es somit möglich, alle Zustandsvariablen auf dieselbe (Eulersche) Weise numerisch zu diskretisieren.

Durch die Einbeziehung von Fisch muss das Modellsystem um einen Schwimmelalgorithmus ergänzt werden, der es den Fischen gestattet, horizontale Bewegungen auszuführen. Ein spezifischer Schwimmelalgorithmus wurde zu diesem Zweck entwickelt und ist in Abschnitt 8.2.5 beschrieben.

Da das kombinierte Modellsystem komplexer ist, wurde auf eine Markierung der Nährstoffe nach Eintragsquelle verzichtet und das Fischmodell nur über einen Modellzeitraum von 4 Jahren iteriert. Nach einer Modellbeschreibung in den Abschnitten 8.2.3 bis 8.2.5 sollen in Abschnitt 8.2.6 die Ergebnisse des Fischmodells, speziell der Beitrag von Fisch zum horizontalen Nährstofftransport, diskutiert werden, und in Abschnitt 8.2.7 wird ein Ausblick auf weitere nötige Schritte hin zu einer realistischen Einbindung des Fisches in das simulierte Ökosystem Ostsee gegeben.

8.2.3 Beschreibung des massenklassenstrukturierten Fischmodells

Drei Spezies werden in unserem Fischmodell berücksichtigt. Es sind dies Hering (*Clupea harengus*), Sprotte (*Sprattus sprattus*) und Dorsch (*Gadus morhua*). Zusammen machen sie über 80% der Fisch-Biomasse der Ostsee aus, Fennel (2008). Heringe und Sprotten sind Friedfische, die sich von Zooplankton ernähren. Dorsche sind Raubfische und konsumieren nur in ihrer Jugend Zooplankton, als ausgewachsene Fische aber Heringe und Sprotten, so dass eine Räuber-Beute-Wechselwirkung in unserem Modell enthalten ist.

Die Beschreibung des Modells, die im Folgenden gegeben wird, ist in ähnlicher Form in Radtke et al. (2012) zu finden. Das Fischmodell muss gekoppelt an ein Modell des unteren Nahrungsnetzes betrieben werden, das die Zooplanktonkonzentration und abiotische Faktoren, z.B. die Wassertemperatur, als Antrieb für das Fischmodell bereitstellt. Das Fischmodell hingegen liefert Stoffflüsse in den Nitrat- (bzw. Ammonium-) und Detrituspool des darunterliegenden Modells zurück.

Massenklassenstruktur

Die im Modell enthaltenen Fische werden nicht wie in Fischereistatistiken üblich in Altersklassen, sondern in Massenklassen eingeteilt. Ursache dafür ist, dass Fische, die in unterschiedlichen Regionen der Ostsee aufwachsen, im selben Alter verschiedene Größen erreichen, und ebenso in verschiedenem Alter geschlechtsreif sind. Außerdem wird auch ein Fraßdruck durch Räuber nicht vom Alter, sondern von der Größe (oder dem Verhältnis zwischen Räuber- und Beutegröße) bestimmt.

In jeder Massenkategorie i gibt es zwei prognostische Variablen: Die Anzahl der Fische N_i in dieser Massenkategorie, und ihre gesamte Biomasse B_i . Die Durchschnittsmasse m_i aller Fische in dieser Massenkategorie i ist also durch das Verhältnis B_i/N_i bestimmt. Erhöht sich die Durchschnittsmasse in einer Massenkategorie über die für diese Klasse vorgegebene Maximalmasse hinaus, so werden alle Fische dieser Massenkategorie i der nächsthöheren Massenkategorie $i + 1$ zugeschlagen, ebenso ihre gesamte Biomasse.

Im Modell gibt es sieben Massenkategorien für Dorsch, sechs für Heringe und fünf für Sprotten. In Tabelle 8.1 sind die Intervallgrenzen der Massenkategorien sowie einige weitere Parameter, die später erläutert werden sollen, aufgelistet.

Betrachten wir zunächst die Gleichungen für Dorsch: Die Zustandsvariablen B_i und N_i lassen sich als Vektoren \mathbf{B}^{Dor} und \mathbf{N}^{Dor} schreiben. Wir formulieren ihre Bewegungsgleichungen in Matrixform:

$$\frac{d}{dt}\mathbf{B}^D = (\mathbf{G}^{Dor} - \mathbf{M}^{Dor} + \mathbf{O}^{Dor} + \tau^{Dor})\mathbf{B}^{Dor} \quad (8.1)$$

und

$$\frac{d}{dt}\mathbf{N}^{Dor} = -\mathbf{M}^{Dor}\mathbf{N}^{Dor} + (\tau_N^{Dor} + \mathbf{O}_N^{Dor})\mathbf{B}^{Dor}, \quad (8.2)$$

wobei die Zustandsvektoren, \mathbf{B}^{Dor} und \mathbf{N}^{Dor} durch

$$\mathbf{B}^{Dor} = \begin{pmatrix} B_1^{Dor} \\ B_2^{Dor} \\ B_3^{Dor} \\ B_4^{Dor} \\ B_5^{Dor} \\ B_6^{Dor} \\ B_7^{Dor} \end{pmatrix}, \text{ und } \mathbf{N}^{Dor} = \begin{pmatrix} N_1^{Dor} \\ N_2^{Dor} \\ N_3^{Dor} \\ N_4^{Dor} \\ N_5^{Dor} \\ N_6^{Dor} \\ N_7^{Dor} \end{pmatrix}$$

gegeben sind.

Die in den Gleichungen (8.1) und (8.2) auftretenden Größen sind (7x7)-Matrizen, es bezeichnet \mathbf{G}^{Dor} das Wachstum der Individuen, \mathbf{M}^{Dor} ihre Mortalität, \mathbf{O}^{Dor} das Laichen und τ^{Dor} ist ein technischer Term, der die Propagation der Fische durch die Massenkategorien bewirkt.

Während das Wachstum der Dorsche sich nur auf ihre Biomasse, nicht aber auf die Individuenzahl auswirkt, betrifft die Mortalität die Biomasse und Individuenzahl gleichermaßen. Die Matrizen \mathbf{O}_N^{Dor} und τ_N^{Dor} beschreiben die Auswirkungen von Fortpflanzung und Klassenpropagation auf die Individuenzahl.

Die Gleichungen für Hering und Sprotte ergeben sich analog, die in ihnen auftauchenden Größen sind (6x6)- und (5x5)-Matrizen.

Wachstum der Fische

Das effektive Wachstum der Fische ergibt sich aus die Differenz zwischen aufgenommener Nahrung und verstoffwechselter Biomasse. Heringe, Sprotten und kleine Dorsche ernähren sich von Zooplankton, während große Dorsche sich als Raubfische von Heringen und Sprotten ernähren. In unserem Modell konsumiert die kleinste Größenklasse von Dorsch ausschließlich Zooplankton, die zweite kann sich von Zooplankton und Fisch ernähren, und die höheren Größenklassen ernähren sich ausschließlich von Fisch.

Die in Gleichung (8.1) auftauchende Matrix \mathbf{G}^{Dor} hat die Form

$$\mathbf{G}^{Dor} = \begin{pmatrix} g_{D_1}^{eff} & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 \\ 0 & g_{D_2}^{eff} & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & g_{D_3}^{eff} & 0 & 0 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 & g_{D_4}^{eff} & 0 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 0 & g_{D_5}^{eff} & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & g_{D_6}^{eff} & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & g_{D_7}^{eff} \end{pmatrix}, \quad (8.3)$$

die Diagonalform der Matrix zeigt, dass das Wachstum in den einzelnen Massenklassen unabhängig voneinander stattfindet.

Der Term $g_{D_k}^{eff}$, der das effektive Wachstum von Dorschen der Größenklasse k beschreibt, setzt sich wie folgt zusammen:

$$g_{D_1}^{eff} = g_1^D - L_{D_1N} - L_{D_1D}, \quad (8.4)$$

$$g_{D_2}^{eff} = \mathbf{P}_{HS_2} + g_2^D - L_{D_2N} - L_{D_2D}, \quad (8.5)$$

$$g_{D_k}^{eff} = \mathbf{P}_{HS_k} - L_{D_kN} - L_{D_kD}, \text{ für } 3 \leq k \leq 7. \quad (8.6)$$

Hierbei beschreibt der Term g_k^D die Aufnahme von Zooplankton durch Dorsche der Größenklasse k , er hat die Form

$$g_k^D = g_{D_k}^{max} G(Z) A(\theta) Q(t). \quad (8.7)$$

Der Term $g_{D_k}^{max}$ ist hierbei die maximale Aufnahmerate von Zooplankton relativ zur Körpermasse des Fisches, sie ist in Tabelle 8.1 aufgeführt. Die Funktion $G(Z)$ ist eine Ivlev-Funktion, die die tatsächliche Aufnahmerate bei niedriger Zooplanktonkonzentration beschränkt,

$$G(Z) = (1 - e^{-Z/Z_0}) \quad (8.8)$$

mit einer Ivlev-Konstante von $Z_0 = 1 \text{ mmolC m}^{-3} = 0.15 \text{ mmolN m}^{-3}$. $A(\theta)$ ist ein Term, der die Temperaturabhängigkeit des Grazings beschreibt, es ist

$$A(T) = \Theta(T_{ref} - \theta) \exp(a\theta) + \Theta(\theta - T_{ref}) \exp(b\theta - c\theta^2), \quad (8.9)$$

wobei $T_{ref} = 18^\circ\text{C}$, $a = 0.063/^\circ\text{C}$, $b = 0.106^\circ\text{C}^{-1}$, $c = 0.002^\circ\text{C}^{-2}$, und $\Theta(x)$ die Stufenfunktion ($\Theta(x) = 1$ für $x > 0$ und $\Theta(x) = 0$ für $x \leq 0$) darstellt. Der erste Abschnitt der Temperaturabhängigkeit des Grazings entspricht einer Q10-Regel, wonach die Geschwindigkeit biologischer Umsätze exponentiell mit der Temperatur steigt, oberhalb von 18°C wird hingegen eine nach unten geöffnete Parabel verwendet, um die weitere Beschleunigung der Nahrungsaufnahme bei steigender Temperatur abzuschwächen. Der Term $Q(t)$ schließlich beschreibt den Energiegehalt des Zooplanktons, also die Futterqualität, und schwankt jahreszeitlich, *Megrey et al.* (2007). Wir definieren

$$Q(t) = 0.1 + \Theta(d_{100} - t) \frac{d_{100} - t}{d_{145}} + \Theta(t - d_{320}) \left(0.9 - \frac{(t - d_{320})}{d_{145}}\right) + (\Theta(t - d_{100}) - \Theta(t - d_{320}))(t - d_{100}) \frac{0.9}{d_{220}}, \quad (8.10)$$

wobei d_n den n -ten Tag eines Jahres darstellt.

Die Terme $L_{D_k N}$ und $L_{D_k D}$ beschreiben die Massenanteile relativ zur Fischmasse, die in den Nitrat- (bzw. Ammonium-) und Detritus-Pool gelangen. Sie berechnen sich nach

$$L_{D_k N} = L_{D_k D} = L_{D_k}^{zoo} g_k^D + L_{D_k}^{fish} \mathbf{P}_{HS_k} + L_{D_k}^{basic} \mathbf{g}_{D_k}^{max} A(T) Q(t). \quad (8.11)$$

Der erste Term beschreibt einen Verlust durch das Fressen von Zooplankton. Dabei wird sowohl ein unvollständiger Verzehr des Zooplanktons angenommen, weshalb sich ein Verlust an den Detritus-Pool erklärt, als auch ein erhöhter Stoffwechsel aufgrund der Verdauung der Nahrung. Der zweite Term beschreibt dasselbe für einen Verzehr von Fisch. Der dritte Term schließlich beschreibt einen Basisstoffwechsel, der auch stattfindet, wenn nichts gefressen wird. Er gestattet, dass das effektive Wachstum auch negativ sein kann, und ist an den bei ausreichender Nahrung möglichen Verzehr gekoppelt, um eine Temperaturabhängigkeit zu erhalten. Die Werte der Konstanten $L_{D_k}^{Zoo}$, $L_{D_k}^{Fisch}$ und $L_{D_k}^{Basis}$ sind in Tabelle 8.2 zu finden.

Der Term \mathbf{P}_{HS_k} schließlich beschreibt den Fischfraß durch Dorsch. Er hat die Form

$$\mathbf{P}_{HS_k} = \mathbf{g}_{D_k}^{max} \frac{\sum_{i=1}^6 p_{k,i} B_i^{her} G(B_i^{her}) + \sum_{i=1}^5 p_{k,i} B_i^{spr} G(B_i^{spr})}{\sigma_k} A(T) Q(t), \quad (8.12)$$

mit

$$\sigma_k = \sum_{i=1}^5 p_{k,i} B_i^{spr} + \sum_{i=1}^6 p_{k,i} B_i^{her}.$$

Die Präferenzmatrix $p_{k,i}$ gibt an, welche Größenklasse k von Dorschen welche Größenklassen i von Beutefischen fressen kann. Sie ist in Tabelle 8.3 dargestellt. Generell können Dorsche stets Fische bis zu einer bestimmten Größe fressen, sehr kleine Fische werden allerdings mit geringerer Präferenz gejagt.

Der Nenner σ_k stellt die Summe der verfügbaren Beute dar, gewichtet mit den Präferenzwerten als Koeffizienten. Der Zähler des in Gleichung (8.12) auftretenden Bruchs enthält fast dieselben Summanden wie σ_k , nur dass sie zusätzlich einen Faktor $G(B_i)$ enthalten. Dieser beschreibt eine Limitierung der Fressrate für diese Massenkategorie, falls sie nur noch in geringer Konzentration vorhanden ist:

$$G(B_i^{Her}) = 1 - e^{-B_i^{Her}/B_{i0}^{Her}}, \quad (8.13)$$

wobei die Mindestkonzentration B_{i0}^{Her} in Tabelle 8.1 zu finden ist.

Die Räuber-Beute-Wechselwirkung taucht hier, aus Dorsch-Sicht, in Form einer Wachstumsrate auf. In Abschnitt 8.2.3 taucht sie ein zweites Mal auf, diesmal in Form einer Mortalität von Heringen und Sprotten. Diese Form der Formulierung der Räuber-Beute-Wechselwirkung stellt die Massenerhaltung sicher.

Für Heringe und Sprotten gelten analoge Gleichungen wie für junge Dorsche.

Mortalität

Der Term \mathbf{M}^{Dor} in den Gleichungen (8.1) und (8.2) beschreibt eine Mortalität von Fischen. Tote Fische gelangen in den Detritus-Pool des Modells.

Die Mortalität in den verschiedenen Massenkategorien wird unabhängig voneinander bestimmt, so dass die Matrix Diagonalform hat:

$$\mathbf{M}^{Dor} = \begin{pmatrix} \mu_{D1} & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 \\ 0 & \mu_{D2} & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & \mu_{D3} & 0 & 0 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 & \mu_{D4} & 0 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 0 & \mu_{D5} & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & \mu_{D6} & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & \mu_{D7} \end{pmatrix}. \quad (8.14)$$

Die Mortalität μ_{Dk} in der Massenkategorie k bestimmt sich auf folgende Weise:

$$\mu_{Dk} = \mu_{Dk}^b + \mu_{Dk}^{starv} + F_{Dk}, \quad 1 \leq k \leq 7. \quad (8.15)$$

Hierbei bezeichnet μ_b die natürliche Mortalität. Die Hungermortalität μ_{Dk}^{starv} wird nur aktiviert, wenn das effektive Wachstum negativ wird, die Gewichtsabnahme durch Stoffwechsel also die Zunahme durch Fressen übersteigt. Der Wert F_{Dk} beschreibt schließlich die Mortalität durch Fischerei in den oberen Massenkategorien. Alle Konstanten sind in Tabelle 8.1 aufgelistet.

Für Heringe und Sprotten kommt durch den Fraß durch Dorsch noch ein vierter Term zur Mortalität dazu.

$$\mathbf{\Pi}_{S_i} = \sum_{k=1}^7 \frac{\mathbf{g}_{C_k}^{max} p_{k,i} B_k^{Dor}}{\sigma_k} A(T) Q(t) , \text{ und} \quad (8.16)$$

$$\mathbf{\Pi}_{H_i} = \sum_{k=1}^7 \frac{\mathbf{g}_{C_k}^{max} p_{k,i} B_k^{Dor}}{\sigma_k} A(T) Q(t) . \quad (8.17)$$

Dieser Term beschreibt die Bestandsabnahme durch Räuber. Räuber sind in diesem Fall alle Massenklassen von Dorsch, die nach der Präferenzmatrix $p_{k,i}$ in der Lage sind, die Fische der betrachteten Massenkategorie zu fressen.

Laichen der Fische

Das Laichen der Fische wird in diesem Modell mit dem “offspring-approach” parametrisiert. Bei diesem wird die Phase, in der aus dem Ei eine Larve und dann ein Jungfisch wird, übersprungen, und die für das Laichen aufgewendete Biomasse der geschlechtsreifen Massenkategorien direkt in Masse der Jungfische verwandelt. Vernachlässigt wird dabei zweierlei: Erstens die Tatsache dass aus den meisten Eiern gar keine Jungfische wachsen, was eine Reduzierung der Biomasse bedeuten würde. Zweitens hingegen die Tatsache, dass die Fischlarven während ihrer Entwicklung zum Jungfisch Zooplankton konsumieren, was eine Erhöhung der Biomasse bedeuten würde. Mit einer Masse von 0.2 g beginnen die Jungfische sofort Zooplankton zu fressen, in der Realität hingegen ernähren sie sich zunächst von ihrem Dottersack.

Formal lässt sich der Transfer der Biomasse durch folgende zwei Matrizen beschreiben:

$$\mathbf{O}^{Dor} = \begin{pmatrix} 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & o_{D6} & o_{D7} \\ 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & -o_{D6} & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & -o_{D7} \end{pmatrix} , \quad (8.18)$$

$$\mathbf{O}_N^{Dor} = \begin{pmatrix} 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & \frac{o_{D6}}{m_0^c} & \frac{o_{D7}}{m_0^c} \\ 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 \end{pmatrix} . \quad (8.19)$$

Die negativen Terme auf der Diagonalen von \mathbf{O}^{Dor} bedeuten einen Massenverlust der großen Massenklassen, die entsprechenden Terme in der ersten Zeile einen Massengewinn der ersten Massenkategorie. In der ersten Zeile der Matrix \mathbf{O}_N^{Dor} finden sich entsprechend Terme, die die Anzahl der Fische in der entsprechenden Massenkategorie erhöhen, so dass jeder hinzugekommene Jungfisch eine Masse von $m_0^D = 0.2$ g aufweist. Die Matrizen für Heringe und Sprotten sind völlig analog aufgebaut. Allerdings findet der Laichvorgang nur innerhalb einer jahreszeitlich bestimmten Laichperiode statt, die für Heringe und Sprotten von März bis April und für Dorsch von März bis Mai definiert ist.

Transfer zwischen den Größenklassen

Wenn die mittlere Masse der Fische in einer Größenklasse das obere Limit für diese Klasse erreicht, so werden alle Fische dieser Größenklasse der nächsthöheren zugeschlagen. Dies lässt sich formal schreiben als

$$\tau^{Dor} = \begin{pmatrix} -\tau_1 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 \\ \tau_1 & -\tau_2 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 \\ 0 & \tau_2 & -\tau_3 & 0 & 0 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & \tau_3 & -\tau_4 & 0 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 & \tau_4 & -\tau_5 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 0 & \tau_5 & -\tau_6 & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & \tau_6 & 0 \end{pmatrix}, \quad (8.20)$$

$$\tau_N^{Dor} = \begin{pmatrix} \frac{-\tau_1}{m_1^D} & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 \\ \frac{\tau_1}{m_1^D} & \frac{-\tau_2}{m_2^D} & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 \\ 0 & \frac{\tau_2}{m_2^D} & \frac{-\tau_3}{m_3^D} & 0 & 0 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & \frac{\tau_3}{m_3^D} & \frac{-\tau_4}{m_4^D} & 0 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 & \frac{\tau_4}{m_4^D} & \frac{-\tau_5}{m_5^D} & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 0 & \frac{\tau_5}{m_5^D} & \frac{-\tau_6}{m_6^D} & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & \frac{\tau_6}{m_6^D} & 0 \end{pmatrix} \quad (8.21)$$

mit

$$\tau_k = \begin{cases} \Delta t^{-1} & \text{falls } \mathbf{B}_k^{Dor} / \mathbf{N}_k^{Dor} \geq m_k^C \\ 0 & \text{sonst.} \end{cases} \quad (8.22)$$

Dabei bezeichnet Δt den Zeitschritt des Ökosystemmodells, in unserem Fall $\Delta t = 45$ min.

Die Propagation von Heringen und Sprotten erfolgt vollständig analog. Somit ist das Fischmodell vollständig beschrieben.

8.2.4 Kopplung des Fischmodells an das NPZD-Modell

Wie in der obigen Beschreibung des Fischmodells erwähnt, wechselwirkt das Fischmodell mit dem darunterliegenden NPZD-Modell durch Fraß aus dem Zooplankton-Pool einerseits, und durch Respiration und Mortalität, die Flüsse in den Ammonium-Pool und den Detritus-Pool des Modells bewirken. Die entstehende Kopplung ist also eine echte Zwei-Wege-Kopplung.

Die oben beschriebenen Zustandsvariablen werden in zweidimensionaler Form in ERGOM integriert. Das bedeutet, dass pro Gitterpunkt in der Horizontalen eine Zustandsvariable für die Biomasse und eine für die Individuenzahl für jede der insgesamt 36 Größenklassen existiert.

Die zweidimensional repräsentierten Fische sollen nun mit den dreidimensionalen Zustandsvariablen wechselwirken. Dazu nehmen wir an, dass sie sich innerhalb der obersten 60 m aufhalten und dort proportional zum vorhandenen Zooplankton verteilen. Sie haben Zugang zu allem innerhalb dieser Schicht vorhandenen Zooplankton und reduzieren es durch ihren Fraß überall im gleichen Verhältnis zu seiner Konzentration. Auch die Ausscheidungen aus dem Fischmodell, in Form von Ammonium und Detritus, werden vertikal proportional zum Zooplankton verteilt. Die im Modell ohne Fisch als closure-Parameter verwendete Zooplanktonmortalität enthielt den Fraß durch Fisch. Daher wurde sie im um Fische ergänzten Modell um $2/3$ reduziert, da der Fraßdruck nun explizit aus dem Fischmodell wirkt.

Die Temperatur, die für das Fischmodell verwendet wird, ist der Mittelwert der Wassertemperatur innerhalb der obersten 60 m.

Die vertikal integrierte Darstellung der Fische, die auch der Ökonomie geschuldet ist, um 72 weitere dreidimensionale Tracer zu vermeiden, bewirkt allerdings, dass eine Advektion der Fische durch die Strömung nicht stattfindet. Bei erwachsenen Fischen ist dies nicht erheblich, da wir annehmen können, dass sie in der Lage sind, durch aktives Schwimmen einer Drift entgegenzuwirken. Für die in der ersten Größenklasse repräsentierten Jungfische wäre ein Verdriften jedoch wünschenswert, es soll in spätere Modellversionen eingebaut werden.

8.2.5 Mathematische Beschreibung des Schwimm-Algorithmus

Neben der passiven Advektion durch Strömung können sich Fische natürlich auch aktiv horizontal fortbewegen. Dies ist im Modell berücksichtigt. Allerdings ist es eine große Herausforderung das Schwimmen der Fische realistisch abzubilden, da es eine Vielzahl von Faktoren gibt, die das Schwimmverhalten von Fischen beeinflussen.

Dazu zählen:

- Verfügbarkeit von Nahrung
- Salzgehalt
- Temperatur
- Vermeidung von Hypoxie
- Migration zu bekannten Laichgründen
- Vermeidung von Räubern

Da sich unser Modell noch in der Anfangsphase der Entwicklung befindet, beschränken wir uns hier auf zwei Faktoren: Die Nahrungssuche und die Migration zu bekannten Laichgründen.

Der für dieses Modell entwickelte Schwimmalgorithmus benötigt zwei Informationen: Zum einen die maximalen Schwimmgeschwindigkeiten der Fische in den verschiedenen Massenklassen, zum anderen eine Zielfunktion, nach der sich die Fische orientieren.

Schwimmgeschwindigkeit

Die maximale Schwimmgeschwindigkeit bestimmt einen Radius, in dem sich der Fisch innerhalb eines Schwimm-Zeitschritts (in unserem Modell 1 Tag) bewegen kann. Bei einer Schwimmgeschwindigkeit $v_{x_i}^{swim}$ ergibt sich also ein Radius von $\rho = \Delta t^{swim} v_{x_i}^{swim}$. Die Schwimmgeschwindigkeit ist abhängig von der Massenkategorie. In der Literatur werden die Schwimmgeschwindigkeiten üblicherweise auf die Körperlänge bezogen. Daher bestimmen wir zunächst die Durchschnittsmasse einer Massenkategorie als geometrisches Mittel zwischen oberem und unterem Massenlimit und berechnen dann mit in der Literatur gegebenen Größen-Massen-Zusammenhängen die dementsprechende Länge eines Fisches in Zentimetern. Zuletzt geben wir jeder Spezies eine Schwimmgeschwindigkeit in Körperlängen pro Sekunde, das heißt, große Fische können schneller schwimmen als kleine. Daraus ergeben sich die Maximalgeschwindigkeiten pro Massenkategorie, siehe Tabelle 8.4.

Die Schwimmgeschwindigkeiten für Dorsch und Hering von 0.8 bl s^{-1} (body lengths per second) bzw. 1.0 bl s^{-1} wurden den Arbeiten von *Fernö et al.* (2011) und *Huse and Ona* (1996) entnommen. Hierbei ist zu beachten, dass nicht die maximal mögliche (kritische) Schwimmgeschwindigkeit entscheidend ist, die Fische in

Stresssituationen aufbringen können, z.B. wenn sie vor einem Schiff fliehen, sondern eine über längere Zeit aufrechterhaltbare Wandergeschwindigkeit. Da die kritische Schwimmggeschwindigkeit der Sprotten, gemessen relativ zur Körperlänge, leicht oberhalb der der Heringe liegt (*Turnpenny*, 1983), nehmen wir an, dass auch ihre mittlere Schwimmggeschwindigkeit etwas höher liegt und verwenden einen Wert von 1.2 bl s^{-1} .

Einige Bemerkungen zum konzentrationsbasierten Ansatz

In räumlich aufgelösten, Eulerschen Ökosystemmodellen führt die Bewegung von Fisch zu Änderungen der Verteilungsmuster der Biomasse bzw. der Individuenkonzentration. Diese Veränderungen werden durch die kollektive Bewegung der Individuen erzeugt, ohne dass wir die explizite Bewegung von Individuen auflösen. Um daraus Regeln für den Modellfisch abzuleiten, ist es sinnvoll sich das “typische” Verhalten der Fische anzusehen. Die Bewegung des Fischbestandes ergibt sich dann statistisch aus dem individuellen Verhalten hinreichend vieler Fische. Zum Beispiel führt eine zufällige Bewegung der Einzelfische zu einer effektiven Diffusion der Biomasse.

In individuenbasierten Modellen wird das Verhalten von einzelnen Fischen auf “Superindividuen” übertragen, also auf lokalisierte numerische Objekte, die eine große Zahl von Einzelfischen repräsentieren, die sich völlig kohärent verhalten sollen. Das macht die Beschreibung der Verhaltensregeln einfach, da man es mit einem (künstlichen) Individuum zu tun hat. Die statistische Mittelung wird vom Modell übernommen, dem stets die Annahme zugrundeliegt, dass hinreichend viele Superindividuen zu diesem Zweck im Modell sind.

In Eulerschen Modellen muss der Übergang vom individuellen Verhalten zum Verhalten des Bestands durch plausible Ansätze dargestellt werden. So können zum Beispiel das Folgen lokaler Nahrungsgradienten und eine zufällige Bewegung durch Advektions-Diffusions-Gleichungen beschrieben werden.

Jedoch existiert Wissen über das Bewegungsverhalten von Fisch nicht immer auf der individuellen Skale. Verhalten einzelner Fische kann durch Tagging-Methoden untersucht werden, aber akustische Ortung und Testfänge liefern nur das Schwimmverhalten der Fischpopulation, also präzise gesprochen die Veränderung der Fischkonzentration in Raum und Zeit. Wird zum Beispiel in der Laichzeit eine Akkumulation der geschlechtsreifen Fische in den Laichgründen beobachtet, so ist der tiefere, zugrundeliegende Mechanismus, der den individuellen Fisch dorthin leitet, nicht zwangsläufig bekannt.

Wir wollen hier einen Bewegungsalgorithmus vorschlagen, der die Bewegung des

Fischs auf der Populationsskala, nicht auf der individuellen Skala, beschreibt. Dazu definieren wir eine Zielfunktion, also ein räumliches Muster, das die Population erreichen soll. Die Bewegung der “Modellfische” ist dann darauf gerichtet, die Zielverteilung anzustreben. Dies erscheint fragwürdig, da die Bewegung der Einzelfische somit “Wissen” voraussetzt. Das Ziel unseres Ökosystemmodells ist aber nicht die realistische Simulation der Bewegung einzelner Fische, sondern die Wechselwirkung zwischen dem Fischbestand und den unteren Ebenen des Nahrungsnetzes quantitativ zu beschreiben. Genaue Informationen über das Verhalten von Fischen und Lernfähigkeit von Fischen über ihre Umwelt kann im Prinzip auch berücksichtigt werden, wenn dafür eine entsprechende Zielfunktion begründet werden kann.

Analytische Beschreibung des konzentrationsbasierten Ansatzes

Wir nehmen eine Ausgangs-Fischverteilung $f(x)$ und eine gegebene Zielfunktion $z(x)$ an. (Im einfachsten Fall ist z die Zooplanktonkonzentration.) Beide seien positiv und auf dem Intervall $[0, L]$ definiert. Wir suchen nun eine Verteilung von Schwimmgeschwindigkeiten, $v(x)$, die nach einem gegebenen Zeitschritt Δt bewirkt, dass sich die Fische proportional zu z verteilt haben. (Die Menge an Zooplankton pro Fisch soll also überall konstant sein.) Mathematisch gesprochen haben sie also eine finale Verteilung $g(x)$ erreicht,

$$g(x) = \int_0^L f(x') \delta(x' + v(x')\Delta t - x) dx' , \quad (8.23)$$

wobei

$$\frac{d}{dx} \frac{g(x)}{z(x)} = 0 . \quad (8.24)$$

Die erste Gleichung beschreibt, dass die Fische am Ort x' mit der Geschwindigkeit $v(x')$ losgeschwommen sind und den Weg $v(x')\Delta t$ zurückgelegt haben. Die zweite besagt, dass das Verhältnis von Fisch zu Futter am Ende konstant ist.

Die gesuchte Geschwindigkeitsverteilung $v(x)$ erfüllt dann folgende Differentialgleichung:

$$\frac{dv}{dx} = \frac{1}{\Delta t} \left(\frac{1}{R} \frac{f(x)}{z(x + v(x)\Delta t)} - 1 \right) \quad (8.25)$$

mit der Konstante

$$R = \frac{\int_0^L f(x) dx}{\int_0^L z(x) dx} \quad (8.26)$$

und der Randbedingung

$$v(0) = 0 . \quad (8.27)$$

Dies folgt aus folgender Eigenschaft der Delta-Distribution:

$$\delta(F(x')) = \sum_{x'_i} \frac{\delta(x'_i)}{\frac{dF}{dx'}}, \quad (8.28)$$

wobei x'_i die Nullstellen von F sind. Wir wenden diese Relation auf Gleichung (8.23) an, wobei $F(x') = x' + v(x')\Delta t - x$. Zudem nehmen wir an, dass die Schwimmwege der Fische sich nicht kreuzen, es also nur eine Nullstelle $x'_i(x)$ von F gibt.

$$g(x) = \int_0^L f(x') \frac{\delta(x'_i(x))}{1 + \frac{dv(x')}{dx'} \Delta t} dx'. \quad (8.29)$$

Setzen wir Gleichung (8.25) ein, erhalten wir

$$\begin{aligned} g(x) &= \int_0^L f(x') \frac{\delta(x'_i(x))}{1 + \frac{1}{\Delta t} \left(\frac{1}{R} \frac{f(x')}{z(x' + v(x')\Delta t)} - 1 \right) \Delta t} dx' \\ &= \int_0^L f(x') \frac{\delta(x'_i(x))}{\frac{1}{R} \frac{f(x')}{z(x' + v(x')\Delta t)}} dx' \\ &= \int_0^L \frac{\delta(x'_i(x))}{\frac{1}{R}} z(x) dx' \\ &= Rz(x). \end{aligned} \quad (8.30)$$

Dies erfüllt die Bedingung (8.24).

Interpretieren wir nun Gleichung (8.25), die Differentialgleichung zur Bestimmung von v . Der Term R beschreibt das Verhältnis zwischen gesamter Fisch- und Zooplanktonmenge. Dieses wird mit dem Verhältnis $f(x)/z(x + v(x)\Delta t)$ verglichen. Das Argument der z -Funktion, also $x + v(x)\Delta t$, beschreibt den Ort, zu dem die Fische von Position x schwimmen. Gibt es viele Fische in x und im Verhältnis dazu wenig Zooplankton am entfernten Zielort, verglichen mit dem mittleren Verhältnis R , so wird der erste Term in der Klammer größer als 1, so dass $\frac{dv}{dx}$ positiv wird. Das bedeutet, dass die Fische von Position x in divergenter Weise (also auseinander) schwimmen. Wird andererseits das Verhältnis $f(x)/z(x + v(x)\Delta t)$ kleiner als R , so wird $\frac{dv}{dx}$ negativ und die Fische schwimmen in konvergenter Weise (zusammen).

Die Differentialgleichung für v ist implizit, denn v taucht auch im Argument von z auf. Folglich kann sie nur numerisch gelöst werden, es sei denn, spezielle Annahmen über f und z werden getroffen. Die Wahl von R stellt sicher, dass $v(L) = 0$, so dass alle Fische im gegebenen Intervall verbleiben. (Der Beweis dieser Behauptung wurde weggelassen.)

Beschränken wir die Schwimmgeschwindigkeit der Fische auf einen Wert v_{max} , so kann die Differentialgleichung nur auf Teilintervallen von $[0, L]$ gelöst werden, mit einem verschiedenen Verhältnis R . An den Rändern dieser Teilintervalle gilt dann die Randbedingung $c = \pm v_{max}$. Das bedeutet, dass Regionen entstehen, die verschieden dicht mit Fischen bevölkert sind.

Diskrete Formulierung des Optimierungsproblems

In unserem numerischen Modell finden wir die Fische über ein diskretes, zweidimensionales Gitter verteilt. Es bezeichne f_i die Ausgangskonzentration von Fisch auf dem Gitterpunkt i . (Da wir ein zweidimensionales Gitter verwenden, steht i hier für ein Paar (x, y) von Koordinaten, aber der einfache Index wird aus Gründen der Übersichtlichkeit verwendet.) Wir beschränken die Schwimmggeschwindigkeit der Fische, so dass innerhalb eines Zeitschritts Δt die Fische nur bestimmte Gitterpunkte j erreichen können, die innerhalb eines Radius $\rho = v_{max}\Delta t$ liegen. Die Erreichbarkeit dieser Punkte werde durch die Matrix a_{ij} mit $a_{ij} \in \{0, 1\}$ ausgedrückt. Eine Matrix b_{ij} beschreibe dann den Anteil der Fische von Gitterpunkt i , die innerhalb des Zeitschritts zum Punkt j schwimmen. Es soll gelten:

$$b_{ij} \geq 0 \quad \forall \quad i, j \quad (8.31)$$

$$a_{ij} = 0 \Rightarrow b_{ij} = 0 \quad \forall \quad i, j \quad (8.32)$$

$$\sum_j b_{ij} = 1 \quad \forall \quad i \quad (8.33)$$

Bedingung (8.31) sagt aus, dass dieser Anteil nicht negativ sein kann. Bedingung (8.32) besagt, dass die Fische nur erreichbare Gitterpunkte anschwimmen. Bedingung (8.33) stellt sicher, dass alle Fische von i aus irgendeinen Gitterpunkt anschwimmen.

Nach dem Schwimmen erhalten wir eine finale Fischkonzentration, g_j , die durch

$$g_j = \sum_i f_i b_{ij} \quad (8.34)$$

bestimmt ist.

Wie im kontinuierlichen Fall auch definieren wir eine Zielfunktion $z_j > 0$ (im einfachsten Fall die Zooplanktonkonzentration). Die Bewegungsmatrix b_{ij} wird als optimal bezeichnet, wenn folgendes gilt:

$$\nexists i : \exists j, k : b_{ij} > 0 \wedge a_{ik} > 0 \wedge \frac{g_j}{z_j} > \frac{g_k}{z_k} \quad (8.35)$$

Es gibt keinen Gitterpunkt i , von dem aus Fische zu einem suboptimalen Gitterpunkt j schwimmen. Suboptimal ist ein Gitterpunkt j , wenn es einen besseren Gitterpunkt k gibt, zu dem sie stattdessen hätten schwimmen können. Der Punkt k ist besser, wenn dort das Verhältnis zwischen (finaler) Fisch- und Zooplanktonkonzentration geringer ist. Mit anderen Worten, am Gitterpunkt k gibt es mehr Zooplankton pro Fisch.

Diese Bedingung ist schwächer als Bedingung (8.24) im kontinuierlichen Fall, da wir die begrenzte Schwimmggeschwindigkeit durch die Matrix a_{ij} berücksichtigen. Sie

ist implizit, denn g_j hängt ja selbst von der zu bestimmenden Matrix b_{ij} ab. Es ist außerdem nicht trivialerweise klar, ob überhaupt eine optimale Bewegungsmatrix b_{ij} existiert. Dies kann jedoch bewiesen werden. Die Matrix b_{ij} ist durch die Bedingung, dass sie optimal ist, nicht eindeutig bestimmt, wohl aber die Konzentration g_j . Es existiert ein expliziter Algorithmus, um eine optimale Matrix b_{ij} aus vorgegebenen f_i , z_j und a_{ij} zu bestimmen. Jedoch zeigte sich, dass dieser Algorithmus viel zu langsam ist, um in der Praxis angewendet zu werden. Also wird ein iterativer Algorithmus verwendet, um b_{ij} zu approximieren.

Der iterative Schwimmelalgorithmus

Dem verwendeten iterativen Algorithmus liegt die Idee zugrunde, dass jedem ursprünglichen Gitterpunkt i eine Menge S_i an Ziel-Gitterpunkten zugeordnet wird, zu dem Fische schwimmen können. Diese Menge wächst oder schrumpft, wenn der Algorithmus angewendet wird. Als Anfangsbedingung wählen wir $S_i = \{i\}$, das bedeutet, alle Fische bleiben wo sie sind. Das bedeutet, dass die Bewegungsmatrix b_{ij} die Einheitsmatrix ist. Nun wird folgende Prozedur auf jedes Paar benachbarter Gitterpunkte i und k angewandt:

Zuerst definieren wir

$$a_{ij} = \begin{cases} 1 : j \in S_i \\ 0 : j \notin S_i \end{cases}, \quad a_{kj} = \begin{cases} 1 : j \in S_k \\ 0 : j \notin S_k \end{cases}. \quad (8.36)$$

Das bedeutet, erlaubt ist den Fischen nur, alle Punkte in S_i bzw. S_k anzuschwimmen.

Zweitens verteilen wir alle Fische von den Punkten i und k in optimaler Weise, wobei alle anderen Fische schwimmen wie zuvor. Dafür wird der explizite Algorithmus verwendet. Wir aktualisieren also die Matrixzeilen b_{ij} und b_{kj} . (Dieser Schritt ergibt beim ersten Durchführen noch keinen Sinn. Er wird später interessant, wenn die Mengen S_i und S_k gemeinsame Zielpunkte enthalten, um deren Zooplankton die Fische konkurrieren.)

Drittens vergleichen wir das Verhältnis g_j/z_j für die Ursprungs-Gitterpunkte i und k . Gleichung (8.35) impliziert, dass es nur ein solches Verhältnis für i und eines für k geben kann. Sind diese beiden Verhältnisse gleich (d.h., Fische beider Ursprungsgitterpunkte erhalten gleich viel Futter), so wird nichts unternommen und das nächste Paar benachbarter Gitterpunkte ausgewählt. Nehmen wir also an, dass das Verhältnis g_j/z_j größer ist für Zielgitterpunkte, die von Fischen aus i angeschwommen werden, als für diejenigen, die von Fischen aus k angeschwommen werden. Das bedeutet, Fische aus i finden weniger Futter pro Kopf als Fische aus k .

Dann wird, viertens, ein Zielgitterpunkt $j \in S_k$ zu S_i hinzugefügt, so dass sich Fische aus i und k diesen Gitterpunkt nun teilen.

Fünftens, wenn es unter allen gemeinsamen Gitterpunkten, $S_i \cap S_k$, einen gibt, der von Fischen aus k überhaupt nicht angeschwommen wird, für den also $b_{kj} = 0$, so wird er aus S_k entfernt.

Dieser Algorithmus wird einige Male für jedes Paar benachbarter Gitterpunkte angewendet. Offensichtlich würde der Algorithmus terminieren, wenn die Optimierungsbedingung (8.35) für die ganze Matrix b_{ij} erfüllt wäre. Praktisch zeigte dieser iterative Algorithmus in Testfällen ein sehr gutes Konvergenzverhalten gegen die mit dem expliziten Algorithmus bestimmte finale Fischverteilung g_j . Der Beweis für diese Konvergenz und eine Abschätzung der Konvergenzordnung stehen jedoch aus.

Wahl der Zielfunktion

Die von uns verwendete Zielfunktion soll zwei Effekte erzielen: Zum einen sollen die Fische der Nahrung folgen, zum anderen in der Laichperiode in die Laichgebiete schwimmen. Daher definieren wir eine Zielfunktion ζ wie folgt: ζ ist die Summe der verfügbaren Nahrung. Das ist für Friedfische die Zooplanktonmenge in den obersten 60 m, für Raubfische hingegen der Term σ , der die Konzentration der Beutefische beschreibt, siehe Abschnitt 8.2.3. Für geschlechtsreife Massenklassen wird die Funktion ζ jedoch in den vorgegebenen Laichgebieten in der Laichsaison um einen Faktor 100 angehoben. Die Laichgebiete für Sprotte und Dorsch sind *Köster et al.* (2003) entnommen, Heringe können in den bekannten Laichgründen Pommersche Bucht, Ålandsee, und Bottenwiek laichen, wo die Wassertiefe 10 m nicht übersteigt, *Aneer* (1989).

Praktisch sieht das Ergebnis so aus, dass sich Bereiche mit konstantem Verhältnis G/ζ herausbilden, in denen sich die Fische also gleichmäßig, der Nahrung proportional, verteilen. Zwischen diesen Bereichen gibt es dann Übergangsgebiete, in denen die Fische mit maximaler Geschwindigkeit schwimmen, und zwar vom Gebiet mit weniger Futter pro Fisch zum Gebiet mit mehr Futter pro Fisch.

8.2.6 Ergebnisse des Fischmodells

Wir setzen diese ersten Ergebnisse der Kopplung eines dreidimensionalen biogeochemischen Modells mit einem Fischmodell in räumlich expliziter Weise als eine Machbarkeitsstudie an. Da sich durch die Aufnahme der Zustandsvariablen für den Fisch

und den komplexen Schwimmalgorithmus die technischen Anforderungen erheblich vergrößern, haben wir zunächst nur eine kurze Simulation (4 Jahre) durchgeführt.

Details des Modelllaufs

Das kombinierte Modell ERGOM-Fisch wurde über einen Zeitraum von 1980 bis 1983 iteriert. Bis auf die in diesem Kapitel beschriebene Erweiterung des Modells um die Fischkomponente, und die Tatsache, dass die Markierung der Nährstoffe nach Eintragsquelle nicht vorgenommen wurde, entsprach das verwendete Modell der Beschreibung in den Kapiteln 2 und 3.

Als Anfangsbedingung wurden für das NPZD-Modell die Ergebnisse des Laufs ohne Fisch vom Januar 1980 verwendet. Um die Anfangsbedingung für das Fischmodell zu bestimmen, wurde dieses zunächst in Form eines Boxmodells, das heißt, nicht räumlich aufgelöst, iteriert. Dabei wurde es an ein gegenüber ERGOM stark vereinfachtes biogeochemisches Modell gekoppelt. Der Zustand des Fischmodells nach 40 Jahren wurde als Anfangsbedingung für das dreidimensionale Fischmodell verwendet. Die räumliche Verteilung der Fische wurde proportional zu einer repräsentativen Zooplanktonverteilung gesetzt. Die dem zugrundeliegende Idee ist, dass die Friedfische der Nahrung folgen und die Raubfische den Friedfischen, so dass sich alle Fische näherungsweise dort aufhalten wo Zooplankton existiert. Es zeigte sich jedoch, dass die räumliche Verteilung in der Anfangsbedingung aufgrund der Schwimmfähigkeit der Fische unerheblich ist, da sie sich auf Zeitskalen von wenigen Wochen ohnehin proportional zu ihrer Beute verteilen.

Abbildung 8.1 zeigt die Verteilung von Zooplankton und die entsprechende Verteilung von Heringen im April, Juni und August des ersten Modelljahres. Im April befinden sich noch viele Heringe in ihren Laichgebieten, ansonsten konzentrieren sie sich im Süden der Ostsee, wo die Frühjahrsblüte und damit auch das Wachstum von Zooplankton beginnt. Setzt sich dies im Laufe des Jahres nach Norden hin fort, so folgen auch die Heringe dem Zooplankton nordwärts.

Validation der Ergebnisse des Modelllaufs mit Fisch

Als eine grobe Validation des Modells wurden die Biomassen der Fische mit Fischbestandsabschätzungen verglichen. Es zeigte sich im Vergleich mit *Köster et al.* (2003), dass sich die Bestandsgrößen recht realistisch darstellten. Das ist natürlich zu erwarten, da die Parameter des Fischmodells im Boxmodell so eingestellt wurden, dass sich realistische Bestände ergeben, die als Anfangsbedingung in das Fischmodell eingehen. Während Heringe und Sprotten die Bestandsgröße hielten, brach während

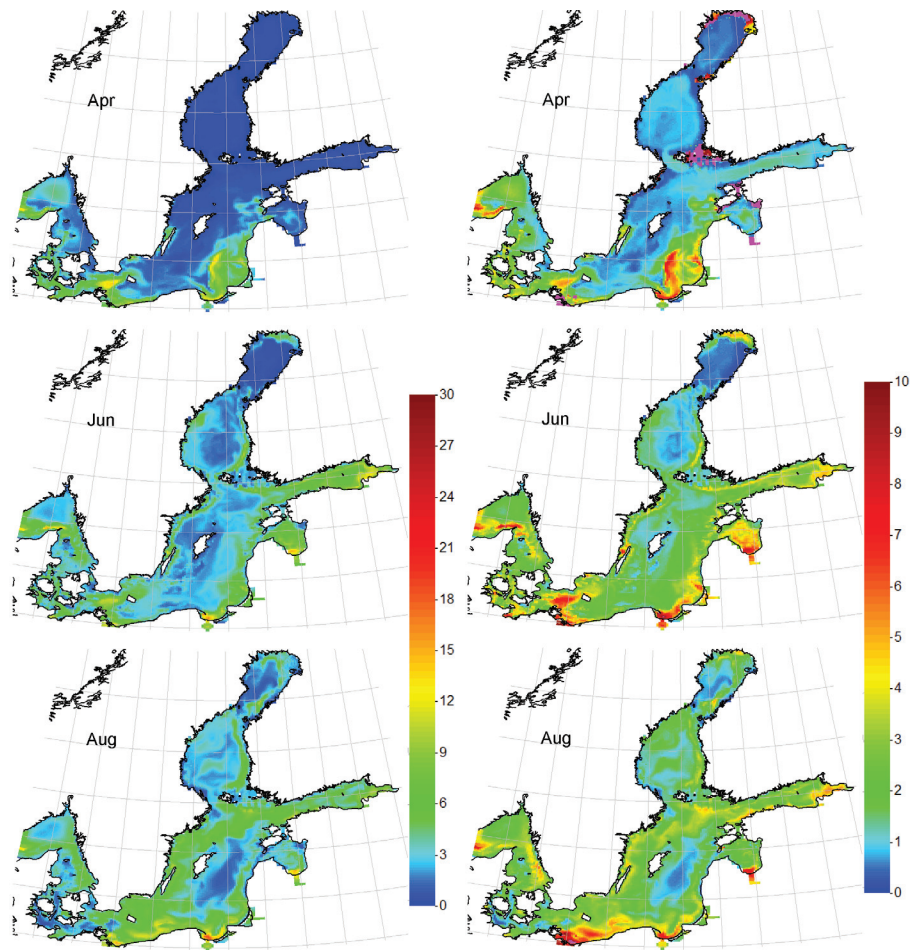


Abbildung 8.1: Zooplanktonkonzentration (links) und Biomassenkonzentration von Hering (rechts) in t km^{-2} . Mittelwert über die ersten zehn Tage der angegebenen Monate des ersten Modelljahres.

des vierjährigen Modelllaufs der Dorschbestand jedoch um die Hälfte ein, vermutlich aufgrund der Unterschätzung der Zooplanktonproduktion durch das Modell. Da die Biomasse von Dorsch jedoch nur einen Bruchteil der Biomasse von Hering und Sprotte ausmacht, wurde über dieses Problem hinweggesehen. Die realistische Bestandsgröße, verbunden mit einem realistischen Anteil der abgelaichten Biomasse am Gesamtgewicht, lässt eine Abschätzung der Größenordnung des Materialtransports in die Tiefenbecken durch Fisch zu.

Erste Abschätzung der Transporte durch Fische

Ziel der Untersuchungen war, die Menge an Stickstoff (bzw. Phosphor) abzuschätzen, den Fische (speziell Sprotten und Dorsche) jedes Jahr ins zentrale östliche Gotlandbecken eintragen, da sich unter anderem dort ihr Laichgebiet befindet. Die Idee dahinter war, dass der horizontale Nährstofffluss in die Tiefenbecken gering ist, da die Strömung zumeist isobathenparallel gerichtet ist. Der Effekt des Nährstoffeintrags durch beckenwärts gerichteten Sedimenttransport wurde zum Zeitpunkt der Fischmodelluntersuchungen noch unterschätzt.

Als Maß für die Abschätzung des Beitrags zur Eutrophierung ist der Nettoexport der Fische in die darunterliegenden trophischen Stufen des Nahrungsnetzes entscheidend. Dieser ergibt sich als Differenz zwischen den Ausscheidungen in Ammonium- und Detrituspool und der Nährstoffaufnahme durch Zooplanktonfraß.

Als Ergebnis ergibt sich eine Stickstoffmenge von 0.6 bis 1.5 kt a⁻¹, die durch die Fische in den Bereich des Gotlandbeckens, der tiefer als 80 m ist, eingetragen wird. Diese ist zwar um eine Größenordnung kleiner als die jährliche Stickstofffixierung von 12 bis 20 kt a⁻¹, stellt aber dennoch ein deutliches Signal für den beckenwärts gerichteten Transport von Nährstoffen dar.

8.2.7 Ausblick

Die erste 3d-Simulation eines konsistenten Nährsalz-zu-Fisch-Modells wurde durchgeführt und hat gezeigt, dass dieser Ansatz vielversprechend ist. Der Übergang vom Boxmodell zum vollen 3d-Modell hat jedoch auch gezeigt, dass eine Überarbeitung des Fischmodells nötig ist.

Eine erste Abschätzung über den effektiven Materialtransport durch Fisch in die als Laichgebiete genutzten Tiefenbecken ist das Resultat des durchgeführten Modelllaufs. Erhebliche Unsicherheiten bestehen in dieser Abschätzung durch das Überspringen des Larvenstadiums einerseits und die kurze Simulationsperiode anderer-

seits, da der Betrag des abgeschätzten Flusses starke zwischenjährliche Variation aufwies. Ein stabil laufendes, die entscheidende Larvenphase beinhaltendes und in Bezug auf Zooplanktonmengen und Fischbestände kalibriertes Fischmodell wäre somit wünschenswert, um die Auswirkungen von Fisch auf die Stoffflüsse zu untersuchen. An einer solchen für mehr als eine Machbarkeitsstudie einsetzbaren Modellversion wird gearbeitet. Allerdings erfordert diese Arbeit einige Sachkenntnis im Themengebiet der Fischereiforschung. Insbesondere die bestehende Kooperation mit dem von-Thünen-Institut für Ostseefischerei soll daher weiter ausgebaut werden. Um die Nährstofftransporte durch Fisch und deren Wechselwirkung mit unterem Nahrungsnetz und abiotisch-physikalischen Meeresprozessen quantitativ richtig abschätzen zu können, ist eine Zusammenarbeit zwischen Ökosystemmodellierung und Fischereiforschung unabdingbar.

Aus theoretischer Sicht ist die Aufhebung der Abbruchbedingung, wie sie in biogeochemischen Modellen üblicherweise gemacht wird (der Fisch erscheint implizit als Mortalität von Zooplankton) von großem Interesse, um (a) die Parametrisierungen zu verbessern und (b) die Massenbilanz für Zooplankton und Fisch konsistent darzustellen.

Art	Massen- klasse	Masse [g]	$g_{x_i}^{max}$ [d ⁻¹]	$\mathbf{g}_{D_i}^{max}$ [d ⁻¹]	$\mu_{x_i}^b$ [d ⁻¹]	$\mu_{x_i}^s$ [d ⁻¹]	f_{x_i} [d ⁻¹]	o_{x_i} [d ⁻¹]	B_{i0}^x [g km ⁻³]
Dorsch	m_o^D	0.2	0.0482	0	0.0046	0.1591	-	-	-
	m_1^D	5	0.0043	0.0052	0	0.0670	-	-	-
	m_2^D	30	0	0.0058	0	0.0341	-	-	-
	m_3^D	100	0	0.0042	0	0.0172	-	-	-
	m_4^D	200	0	0.0037	0	0.0115	-	-	-
	m_5^D	800	0	0.0029	0.0002	0.0069	0.0019	$1 \cdot 10^{-5}$	-
	m_6^D	1500	0	0.0020	0.0002	0.0069	0.0019	$5 \cdot 10^{-5}$	-
	m_{end}^D	10 ⁴	-	-	-	-	-	-	-
Hering	m_o^H	0.2	0.0432	-	0.0046	0.1591	-	-	$1 \cdot 10^7$
	m_1^H	5	0.0067	-	0.0046	0.0670	-	-	$1 \cdot 10^7$
	m_2^H	10	0.0062	-	0.0046	0.0341	-	-	$1 \cdot 10^7$
	m_3^H	30	0.0036	-	0.0046	0.0172	-	-	$1 \cdot 10^7$
	m_4^H	60	0.0020	-	0.0003	0.0115	-	$3 \cdot 10^{-5}$	$1 \cdot 10^7$
	m_5^H	150	0.0007	-	0.0003	0.0067	0.0010	$5 \cdot 10^{-5}$	$2 \cdot 10^7$
	m_{end}^H	240	-	-	-	-	-	-	-
	m_{end}^H	240	-	-	-	-	-	-	-
Sprotte	m_o^S	0.2	0.0548	-	0.0046	0.1591	-	-	$1 \cdot 10^7$
	m_1^S	5	0.0057	-	0.0046	0.0670	-	-	$1 \cdot 10^7$
	m_2^S	10	0.0032	-	0.0046	0.0341	-	-	$1 \cdot 10^7$
	m_3^S	15	0.0028	-	0.0008	0.0172	-	$3 \cdot 10^{-4}$	$1 \cdot 10^7$
	m_4^S	20	0.0019	-	0.0008	0.0115	0.0006	$5 \cdot 10^{-4}$	$2 \cdot 10^7$
	m_{end}^S	35	-	-	-	-	-	-	-
	m_{end}^S	35	-	-	-	-	-	-	-

Tabelle 8.1: Grundlegende charakteristische Konstanten für das Fischmodell für die Massenklassen von Dorsch (D), Hering (H) und Sprotte (S). Die Aufnahmeraten $g_{x_i}^{max}$ und $\mathbf{g}_{D_i}^{max}$ beschreiben den Fraß von Zooplankton bzw. Fisch. Die Konstanten $\mu_{x_i}^b$ und $\mu_{x_i}^s$ beschreiben natürliche Mortalität und Hungermortalität, die Größe f_{x_i} die Mortalität durch Fischfang. Die Größe o_{x_i} beschreibt die Produktion von Fischlaich, und B_{i0}^x ist der Ivlev-Parameter, der eine Beutekonzentration angibt, bei der der Fraß durch Dorsch abnimmt.

Massenklasse k	$L_{D_k}^{Zoo}$ [1]	$L_{D_k}^{Fisch}$ [1]	$L_{D_k}^{Basis}$ [1]
1	0.125	0	0
2	0.125	0.15	0.015
3	0	0.15	0.015
4	0	0.15	0.015
5	0	0.2	0.015
6	0	0.2	0.015
7	0	0.45	0.005

Tabelle 8.2: Verlustraten der verschiedenen Massenklassen von Dorsch durch Fraß von Zooplankton bzw. Beutefischen und durch Basisstoffwechsel.

$k \backslash i$	H_1/S_1	H_2/S_2	H_3/S_3	H_4/S_4	H_5/S_5	H_6
D_1	0	0	0	0	0	0
D_2	1	0	0	0	0	0
D_3	1	1	0	0	0	0
D_4	1	1	1	0	0	0
D_5	0.2	1	1	1	0/1	0
D_6	0.1	0.3	0.6	1	1	1
D_7	0.05	0.3	0.6	1	1	1

Tabelle 8.3: Die Präferenzmatrix $p_{k,i}$.

Art	Minimalmasse [g]	Länge [cm]	Höchstgeschwindigkeit [Körperlängen/s]	Höchstgeschwindigkeit $v_{x_i}^{swim}$ [km/d]
Dorsch	5	10.8	0.8	7.5
	30	17.9		12.3
	100	24.5		16.9
	200	34.6		23.9
	800	48.5		33.5
	1500	73.8		51.0
	10000			
Hering	5	9.6	1.2	10.0
	10	12.9		13.4
	30	17.4		18.1
	60	22.8		23.6
	150	28.7		29.8
	240			
Sprotte	5	10.8	1.0	9.3
	10	12.9		11.2
	15	14.5		12.5
	20	16.7		14.4
	35			

Tabelle 8.4: Massenklassenspezifische Schwimmggeschwindigkeiten von Dorsch, Hering und Sprotte. Die kleinste Massenklasse wurde weggelassen, da wir annehmen, dass sie nicht aktiv schwimmen.

Kapitel 9

Zusammenfassung und Ausblick

Die vorgelegte Arbeit befasst sich mit der folgenden Frage: “Auf welche Weise modifizieren biologische Prozesse die Ausbreitungswege von Nährstoffen, die von verschiedenen Quellen in die Ostsee eingetragen werden?”

Diese Fragestellung ist von großer Allgemeinheit und gestattet eine Reihe von Ansätzen, um sich ihr zu nähern. In diesem Fall wurde ein Modellierungsansatz gewählt, das heißt, ein bestehendes Ökosystemmodell wurde um zwei diagnostische Möglichkeiten erweitert und die Frage anhand des Modells untersucht.

Methodisch bestand die Arbeit aus zwei Teilen.

- Für den Hauptteil der Arbeit wurde das bestehende Ökosystemmodell ER-GOM um die Möglichkeit erweitert, einzelne Elemente nach Eintragsquelle zu markieren und im Nahrungsnetz des Modells zu verfolgen. Dies wurde exemplarisch bereits in der Arbeit von *Neumann* (2007) für Stickstoff aus der Oder durchgeführt, ist unseres Wissens nach aber ansonsten das erste Mal, dass diese Methode in der Ostsee zur Anwendung kommt. Zusätzlich wurde sie um eine Methode der Altersverfolgung ergänzt, die es gestattet, die Verweilzeiten der Nährstoffe im Ökosystem abzuschätzen.
- Um den Einfluss der Horizontaltransporte von Nährstoffen durch Fisch zu untersuchen, wurde ein bestehendes, massenklassenstrukturiertes, aber bisher nicht räumlich aufgelöstes Fischmodell für die Ostsee in das bestehende Ökosystemmodell eingekoppelt, so dass ein End-to-end-Modell entstand, dass den Nährstoffkreislauf der Ostsee von den Nährsalzen bis zum Fisch auflöst. Zu diesem Zweck wurde zudem ein spezieller Schwimmalgorithmus entwickelt, der es den Fischen gestattet, sich bei begrenzter Schwimmgeschwindigkeit möglichst proportional zu ihrem Futter zu verteilen.

Die wesentlichen Ergebnisse der Arbeit lassen sich wie folgt zusammenfassen:

- Der effektive Einfluss biologischer Prozesse auf die Ausbreitungswege von Stickstoff und Phosphor ist komplett verschieden. Während biologische Prozesse die mittlere Verweilzeit des Stickstoffs im Ökosystem auf 1-2 Jahre beschränken, sorgen sie beim Phosphor für eine Erhöhung der Residenzzeit über die des Wassers (und über die von uns simulierte Zeitspanne) hinaus.
- Verantwortlich für die kurze Residenzzeit des Stickstoffs ist der Prozess der Denitrifizierung. Dieser findet im größten Umfang in den Sedimenten statt und sorgt für eine verschiedenen kurze Residenzzeit: Durch die markierten Flüsse eingetragener Stickstoff bleibt im Schnitt für 1.1-2.0 Jahre (je nach Fluss) im Ökosystem der Ostsee, fixierter atmosphärischer Stickstoff für 1.8 Jahre, Stickstoff aus anderen Quellen (incl. direkter atmosphärischer Deposition) für 2.3 Jahre.
- Aus Flüssen eingetragener Stickstoff verbleibt zum größten Teil in der Nähe der Flussmündung oder wird von der mittleren zyklonalen Strömung in der Ostsee ein Stück weit längs der Küste transportiert. Der Anteil des Stickstoffs, der aus den Flüssen bis in die zentralen Becken gelangt, ist sehr gering. Stickstoff in den zentralen Becken stammt meist aus Fixierung oder direkter atmosphärischer Deposition. Dies bestätigt die aus Stickstoffisotopen im Sediment erhaltenen Ergebnisse von *Voss et al.* (2005).
- Gelangt dennoch Flusstickstoff in die zentrale Ostsee, wird er zumeist als Nitrat von der zyklonalen Strömung um Gotland herum transportiert, während einer Umrundung aber denitrifiziert. Auch Sedimenttransporte tragen signifikant zum Gesamttransport bei.
- Für Phosphor besteht der wesentliche Einfluss biologischer Prozesse in einem von der Küste zu den zentralen Becken gerichteten Transport. Dieser findet als Sedimenttransport statt. Drei mögliche Prozesse wurden in der Arbeit diskutiert, die alle zu diesem Effekt beitragen könnten: Diffusiver Transport aufgrund des Gradienten der Erosionshäufigkeit, Bodenströmung durch erhöhte Dichte in der Trübungsschicht am Boden und der Transport mit existierenden halinen Bodenströmungen.
- Diese Prozesse sorgen für ein effektives Gefangenhalten des Phosphors in der zentralen Ostsee und somit seine hohe Residenzzeit und verhindern einen effektiven Ausstrom in Richtung Arkonabecken.
- Möglicherweise sind horizontale Sedimenttransporte auch ein signifikanter Lieferant von Eisenphosphat zur Redoxklinien, wo dann eine Freisetzung von Phosphat durch Reduktion des Eisens erfolgt.
- Durch Flüsse eingetragener Phosphor verbleibt in höherer Konzentration in

der Nähe der jeweiligen Flussmündung, verteilt sich im späteren Verlauf aber unabhängig vom eintragenden Fluss über die gesamte Ostsee.

- Fischerei stellt eine effektive Senke für Phosphor in der zentralen Ostsee dar. Da der wirksame Ausstrom von Phosphat in Richtung Arkonabecken in unserem Modell aufgrund des ihm entgegenwirkenden Sedimenttransports deutlich unter in der Literatur zu findenden Werten liegt, steigert sich ihre relative Bedeutung noch.
- Da die Laichgebiete von Sprotte und Dorsch in den zentralen Becken der Ostsee liegen, findet durch Fisch ein effektiver Transport von Nährstoffen in die Tiefenbecken statt. Seine Größenordnung liegt für das Gotlandbecken bei 0.6 bis 1.5 kt a⁻¹ an Stickstoff.

Die Nährstoffmarkierung im Nahrungsnetz in der Ostsee ist in dieser Studie erfolgreich als diagnostische Methode angewendet worden. Sie ist auch auf weitere Fragestellungen anwendbar. Wie in der Arbeit gezeigt wurde, lassen sich den Elementen im Ökosystemmodell außer ihrer Eintragsquelle und ihrem Alter auch relativ beliebige andere Eigenschaften zuordnen. So könnte beispielsweise den Nährstoffen die Häufigkeit des Durchlaufens der Primärproduktion oder die Sauerstoffzehrung unterhalb der Haloklinen mit derselben Methode zugeordnet werden. Zudem ist die Methode nicht auf die Ostsee beschränkt, sondern kann für beliebige Ökosysteme angewendet werden, für die ein gut validiertes dreidimensionales Ökosystemmodell existiert. Zuallererst böte sich allerdings an, den durch direkte atmosphärische Deposition in die Wassersäule gelangenden Stickstoff im bisherigen Modell zu markieren, um die Ursachen für seine längere Verweilzeit zu untersuchen.

Auch die Ergebnisse der Modellauswertung bieten Ansatzpunkte für weitere Forschungen. Die wohl spannendste aufgeworfene Frage ist, welche Größenordnung der von der Küste zur Beckenmitte gerichtete Sedimenttransport von Phosphor in der Realität hat und welche Mechanismen ihn verursachen. Gerade der Effekt der “Phosphatpumpe”, der Eisenphosphat aus anderen Bereichen eines Ostseebeckens unter die Redoxkline transportiert, auflöst und das Phosphat wieder freisetzt, könnte, sofern sich die von ihm im Modell umgesetzten Mengen als realistisch erweisen, das Verständnis von der Funktion der Sedimente für den Phosphorhaushalt der Ostsee um einen interessanten Aspekt erweitern.

Die in Kapitel 3 diskutierten Grenzen des Ökosystemmodells stellen allesamt auch Ansatzpunkte zu dessen Erweiterung oder Verbesserung dar, um noch mehr Ökosystemprozesse in realistischer Weise abbilden zu können. Die Berücksichtigung von Fisch in der hier beschriebenen Weise stellt einen möglichen Weg dar, den zur Schließung des Modells verwendeten Prozess der Zooplanktonmortalität durch realistischere Annahmen zu ersetzen und so auch auf den unteren Stufen des Nahrungskreislaufs verbesserte Ergebnisse zu erzielen. Aber im Fokus des kontinuierlichen Prozesses der

Modellerweiterung und -verbesserung sollten auch die Prozesse in den Sedimenten stehen. Gerade die Rolle des Eisens im Sediment scheint entscheidend, und auch die Diskrepanz zwischen beobachteter und modellierter Denitrifizierung im Finnischen Meerbusen sollte den Blick auf die Sedimentdynamik lenken.

Eidesstattliche Erklärung

Hiermit versichere ich, die vorliegende Arbeit selbstständig und unter ausschließlicher Verwendung der angegebenen Literatur und Hilfsmittel erstellt zu haben.

Die Arbeit wurde bisher in gleicher oder ähnlicher Form keiner anderen Prüfungsbehörde vorgelegt und auch nicht veröffentlicht.

Rostock, 1. Mai 2012

Hagen Radtke

Abbildungsverzeichnis

1.1	Vertikal gemittelte Konzentration von Stickstoff (oben) und Phosphor (unten) aus der Weichsel nach 7 Simulationsjahren, im Dezember 1968. Links die realistische Verteilung, rechts die Verteilung, die entstünde, wenn keine biologischen Prozesse die Ausbreitung der Nährstoffe beeinflussen würden. Im Sediment gespeichertes N und P ist in den linken Abbildungen berücksichtigt.	2
2.1	Räumliche Verteilung der Anzahl der Tiefenschichten <i>kmt</i> im numerischen Gitter des Ostseemodells.	10
2.2	Anordnung des T- und U-Punktes und der (hilfsweise verwendeten) E-, N- und B-Punkte innerhalb der T-Zelle.	11
2.3	Schematische Übersicht über den Aufbau des Eismodells nach <i>Winton</i> (2000).	31
5.1	(a) Isotopenverhältnis von Stickstoff im Oberflächensediment, angegeben als $\delta^{15}\text{N}$ -Wert, nach <i>Voss et al.</i> (2005). (b) Angenommenes Isotopenverhältnis im Oberflächensediment im Modell, wenn Fraktionierung vernachlässigt wird.	77
6.1	Vertikal gemittelte Konzentration von Stickstoff (oben) und Phosphor (unten) aus der Oder nach 7 Simulationsjahren, im Dezember 1968. Links die realistische Verteilung, rechts die Verteilung, die entstünde, wenn keine biologischen Prozesse die Ausbreitung der Nährstoffe beeinflussen würden. Im Sediment gespeichertes N und P ist in den linken Abbildungen berücksichtigt.	80
6.2	Vertikal gemittelte Konzentration von Stickstoff aus der Weichsel nach 1,2,3 und 4 Simulationsjahren, jeweils im Dezember. Links die realistische Verteilung, rechts die Verteilung, die entstünde, wenn keine biologischen Prozesse die Ausbreitung der Nährstoffe beeinflussen würden. Im Sediment gespeichertes N ist in den linken Abbildungen berücksichtigt.	83
6.3	Vertikal gemittelte Konzentration von Phosphor aus der Weichsel nach 1,2,3 und 4 Simulationsjahren, jeweils im Dezember. Links die realistische Verteilung, rechts die Verteilung, die entstünde, wenn keine biologischen Prozesse die Ausbreitung der Nährstoffe beeinflussen würden. Im Sediment gespeichertes P ist in den linken Abbildungen berücksichtigt.	84
6.4	Vertikal gemittelte Konzentration von Stickstoff (oben) und Phosphor (unten) aus der Memel nach 7 Simulationsjahren, im Dezember 1968. Links die realistische Verteilung, rechts die Verteilung, die entstünde, wenn keine biologischen Prozesse die Ausbreitung der Nährstoffe beeinflussen würden. Im Sediment gespeichertes N und P ist in den linken Abbildungen berücksichtigt.	86

6.5	Vertikal gemittelte Konzentration von Stickstoff (oben) und Phosphor (unten) aus der Düna nach 7 Simulationsjahren, im Dezember 1968. Links die realistische Verteilung, rechts die Verteilung, die entstünde, wenn keine biologischen Prozesse die Ausbreitung der Nährstoffe beeinflussen würden. Im Sediment gespeichertes N und P ist in den linken Abbildungen berücksichtigt.	87
6.6	Vertikal gemittelte Konzentration von Stickstoff (oben) und Phosphor (unten) aus der Neva nach 7 Simulationsjahren, im Dezember 1968. Links die realistische Verteilung, rechts die Verteilung, die entstünde, wenn keine biologischen Prozesse die Ausbreitung der Nährstoffe beeinflussen würden. Im Sediment gespeichertes N und P ist in den linken Abbildungen berücksichtigt.	89
6.7	Saisonale Entwicklung der Gesamtmengen von bioverfügbarem Stickstoff (ohne DON) und Phosphor in verschiedenen Tiefenschichten der Gotlandsee. Modelljahr 1996.	99
6.8	Vertikalprofile von Stickstoff- und Phosphorkonzentrationen an der Station 271 im Gotlandbecken (20.17°E, 57.33°N). Messungen im Rahmen des Ostsee-Monitorings aus der Datenbank des Instituts für Ostseeforschung Warnemünde.	100
6.9	Saisonale Entwicklung der Gesamtmengen von bioverfügbarem Stickstoff (ohne DON) und Phosphor in verschiedenen Tiefenschichten der Danziger Bucht. Modelljahr 1996.	103
6.10	Lage und Bezeichnung verschiedener zonaler und meridionaler Schnitte durch die Ostsee, über die in den Abbildungen 6.11 bis 6.15 Nährstofftransporte dargestellt sind. Für mit einem * gekennzeichnete Transekte ist nur der Absolutbetrag des Nettotransports bekannt, seine Verteilung auf die verschiedenen Modellvariablen wird allein aus dem advektiven Transport abgeschätzt.	106
6.11	Nettotransport von Stickstoff und Phosphor über verschiedene Schnitte, unterschieden nach Eintragsquelle. Mittelwert von 1992-1996. Positive Werte bezeichnen nord- oder ostwärtige Transporte, mit Ausnahme von G-SW. Die Fraktion "andere" enthält auch durch diese Flüsse, aber vor 1962, eingetragene Nährstoffe.	107
6.12	Nettotransporte von Stickstoff und Phosphor aus der Oder über verschiedene Schnitte, unterschieden nach Modellvariable. Mittelwert von 1992-1996. Transport hin zur Gotlandsee, Zirkulation darin und Exporte daraus (v.l.n.r.). Bioverfügbare Einträge der Oder betrugen in diesem Zeitraum 56.6 kt a ⁻¹ an N und 3.3 kt a ⁻¹ an P.	109
6.13	Nettotransporte von Stickstoff und Phosphor aus der Weichsel über verschiedene Schnitte, unterschieden nach Modellvariable. Mittelwert von 1992-1996. Transport hin zur Gotlandsee, Zirkulation darin und Exporte daraus (v.l.n.r.). Bioverfügbare Einträge der Weichsel betrugen in diesem Zeitraum 109.0 kt a ⁻¹ an N und 5.2 kt a ⁻¹ an P.	110
6.14	Nettotransporte von Stickstoff und Phosphor aus der Memel über verschiedene Schnitte, unterschieden nach Modellvariable. Mittelwert von 1992-1996. Transport hin zur Gotlandsee, Zirkulation darin und Exporte daraus (v.l.n.r.). Bioverfügbare Einträge der Memel betrugen in diesem Zeitraum 36.8 kt a ⁻¹ an N und 1.0 kt a ⁻¹ an P.	112

6.15	Nettotransporte von Stickstoff und Phosphor aus der Düna über verschiedene Schnitte, unterschieden nach Modellvariable. Mittelwert von 1992-1996. Transport hin zur Gotlandsee, Zirkulation darin und Exporte daraus (v.l.n.r.). Bioverfügbare Einträge der Düna betrugen in diesem Zeitraum 55.0 kt a ⁻¹ an N und 2.9 kt a ⁻¹ an P.	114
6.16	Betrag der baroklinen Strömung am Boden (unterste zwei U-Punkte) in cm s ⁻¹ . Mittelwert des Modelljahres 1996.	117
6.17	Mittlere Vertikalgeschwindigkeit als Produkt der baroklinen Strömung am Boden und der Hangneigung in $\mu\text{m s}^{-1}$. Mittelwert des Modelljahres 1996. Negative Werte (blau) bedeuten hangabwärts gerichtete Strömung.	118
6.18	Natürlicher Logarithmus der Erosionshäufigkeit (Anteil der Zeit, in der im Modell Erosion angenommen wird). Jahresmittelwert des Modelljahres 1966.	121
6.19	Ostwärts gerichtete Strömungskomponente an der Station "Gotland NW" (20.3°E, 57.3°N) in m s ⁻¹ . (a) Mit einem ADCP gemessene Werte, Abbildung zitiert aus <i>Mohrholz et al.</i> (2011), die Zeitachse gibt den Tag im September 2011 an. (b) Modelldaten aus dem Simulationsjahr 1966.	122
6.20	Absolutbetrag der Strömung in der untersten Modellschicht (modelliert), Mittelwert von August bis Oktober 1966, in m s ⁻¹	124
6.21	Freisetzung von Phosphat durch Reduktion des Fe in Eisen(III)-Phosphat (schwarz) [kt a ⁻¹]. Zum Vergleich die anoxische Bodenfläche in der Ostsee (rot) [10 ³ km ⁻²]. Modellergebnisse.	126
6.22	Räumliche Verteilung der Freisetzung von Phosphat durch Reduktion des Fe in Eisen(III)-Phosphat [mmol m ⁻² a ⁻¹], Mittelwert von 1992-1996. Die rote Linie zeigt das Gebiet, dass zu mindestens 50% der Zeit anoxisch war. Modellergebnisse.	127
6.23	Anteil verschiedener Prozesse an der Entfernung von durch die Oder einge- tragenem P und N aus dem Ökosystem Ostsee. Dargestellt ist ein 10-Jahres- Mittelwert (1987-1996). Es wurden insgesamt 1.3 kt a ⁻¹ an Phosphor und 56.9 kt a ⁻¹ an Stickstoff aus dem System entfernt.	133
6.24	Oben: Räumliche Verteilung der Senken für P aus der Oder. Unten: Räum- liche Verteilung des Verlustes für N aus der Oder durch Denitrifizierung in oxischen Sedimenten. Die Farbe stellt die Verweilzeit der Nährstoffe in der Ostsee dar, man beachte die verschiedenen Skalen für P und N. Die Intensität beschreibt die Entfernungsrage. Volle Intensität bedeutet 1 mmol m ⁻² a ⁻² (oben) bzw. 100 mmol m ⁻² a ⁻² (unten). Dargestellt ist ein 10-Jahres-Mittelwert (1987-1996).	134
6.25	Räumliche Verteilung verschiedener Senken für N aus der Oder. Die Farbe stellt die Verweilzeit des Stickstoffs in der Ostsee dar. Die Intensität be- schreibt die Entfernungsrage, volle Intensität bedeutet 10 mmol m ⁻² a ⁻² . Dargestellt ist ein 10-Jahres-Mittelwert (1987-1996).	136
6.26	Anteil verschiedener Prozesse an der Entfernung von durch die Weichsel eingetragenem P und N aus dem Ökosystem Ostsee. Dargestellt ist ein 10- Jahres-Mittelwert (1987-1996). Es wurden insgesamt 2.7 kt a ⁻¹ an Phosphor und 112.8 kt a ⁻¹ an Stickstoff aus dem System entfernt.	137

6.27	Oben: Räumliche Verteilung der Senken für P aus der Weichsel. Unten: Räumliche Verteilung des Verlustes für N aus der Weichsel durch Denitrifizierung in oxischen Sedimenten. Die Farbe stellt die Verweilzeit der Nährstoffe in der Ostsee dar, man beachte die verschiedenen Skalen für P und N. Die Intensität beschreibt die Entfernungsrates. Volle Intensität bedeutet $1 \text{ mmol m}^{-2} \text{ a}^{-2}$ (oben) bzw. $100 \text{ mmol m}^{-2} \text{ a}^{-2}$ (unten). Dargestellt ist ein 10-Jahres-Mittelwert (1987-1996).	138
6.28	Räumliche Verteilung verschiedener Senken für N aus der Weichsel. Die Farbe stellt die Verweilzeit des Stickstoffs in der Ostsee dar. Die Intensität beschreibt die Entfernungsrates, volle Intensität bedeutet $10 \text{ mmol m}^{-2} \text{ a}^{-2}$. Dargestellt ist ein 10-Jahres-Mittelwert (1987-1996).	139
6.29	Anteil verschiedener Prozesse an der Entfernung von durch die Memel eingebrachten P und N aus dem Ökosystem Ostsee. Dargestellt ist ein 10-Jahres-Mittelwert (1987-1996). Es wurden insgesamt 0.7 kt a^{-1} an Phosphor und 51.8 kt a^{-1} an Stickstoff aus dem System entfernt.	140
6.30	Oben: Räumliche Verteilung der Senken für P aus der Memel. Unten: Räumliche Verteilung des Verlustes für N aus der Memel durch Denitrifizierung in oxischen Sedimenten. Die Farbe stellt die Verweilzeit der Nährstoffe in der Ostsee dar, man beachte die verschiedenen Skalen für P und N. Die Intensität beschreibt die Entfernungsrates. Volle Intensität bedeutet $1 \text{ mmol m}^{-2} \text{ a}^{-2}$ (oben) bzw. $100 \text{ mmol m}^{-2} \text{ a}^{-2}$ (unten). Dargestellt ist ein 10-Jahres-Mittelwert (1987-1996).	141
6.31	Räumliche Verteilung verschiedener Senken für N aus der Memel. Die Farbe stellt die Verweilzeit des Stickstoffs in der Ostsee dar. Die Intensität beschreibt die Entfernungsrates, volle Intensität bedeutet $10 \text{ mmol m}^{-2} \text{ a}^{-2}$. Dargestellt ist ein 10-Jahres-Mittelwert (1987-1996).	143
6.32	Anteil verschiedener Prozesse an der Entfernung von durch die Düna eingebrachten P und N aus dem Ökosystem Ostsee. Dargestellt ist ein 10-Jahres-Mittelwert (1987-1996). Es wurden insgesamt 2.2 kt a^{-1} an Phosphor und 72.2 kt a^{-1} an Stickstoff aus dem System entfernt.	144
6.33	Oben: Räumliche Verteilung der Senken für P aus der Düna. Unten: Räumliche Verteilung des Verlustes für N aus der Düna durch Denitrifizierung in oxischen Sedimenten. Die Farbe stellt die Verweilzeit der Nährstoffe in der Ostsee dar, man beachte die verschiedenen Skalen für P und N. Die Intensität beschreibt die Entfernungsrates. Volle Intensität bedeutet $1 \text{ mmol m}^{-2} \text{ a}^{-2}$ (oben) bzw. $100 \text{ mmol m}^{-2} \text{ a}^{-2}$ (unten). Dargestellt ist ein 10-Jahres-Mittelwert (1987-1996).	145
6.34	Räumliche Verteilung verschiedener Senken für N aus der Düna. Die Farbe stellt die Verweilzeit des Stickstoffs in der Ostsee dar. Die Intensität beschreibt die Entfernungsrates, volle Intensität bedeutet $10 \text{ mmol m}^{-2} \text{ a}^{-2}$. Dargestellt ist ein 10-Jahres-Mittelwert (1987-1996).	146
6.35	Anteil verschiedener Prozesse an der Entfernung von durch die Neva eingebrachten P und N aus dem Ökosystem Ostsee. Dargestellt ist ein 10-Jahres-Mittelwert (1987-1996). Es wurden insgesamt 1.5 kt a^{-1} an Phosphor und 54.8 kt a^{-1} an Stickstoff aus dem System entfernt.	147

6.36	Oben: Räumliche Verteilung der Senken für P aus der Neva. Unten: Räumliche Verteilung des Verlustes für N aus der Neva durch Denitrifizierung in oxischen Sedimenten. Die Farbe stellt die Verweilzeit der Nährstoffe in der Ostsee dar, man beachte die verschiedenen Skalen für P und N. Die Intensität beschreibt die Entfernungsrates. Volle Intensität bedeutet $1 \text{ mmol m}^{-2} \text{ a}^{-2}$ (oben) bzw. $100 \text{ mmol m}^{-2} \text{ a}^{-2}$ (unten). Dargestellt ist ein 10-Jahres-Mittelwert (1987-1996).	148
6.37	Räumliche Verteilung verschiedener Senken für N aus der Neva. Die Farbe stellt die Verweilzeit des Stickstoffs in der Ostsee dar. Die Intensität beschreibt die Entfernungsrates, volle Intensität bedeutet $10 \text{ mmol m}^{-2} \text{ a}^{-2}$. Dargestellt ist ein 10-Jahres-Mittelwert (1987-1996).	150
6.38	Export von Wasser (schwarz, in $\text{m}^3 \text{ s}^{-1}$) und Phosphor (rot, in mmol s^{-1}) von der zentralen Ostsee in die Arkonasee. Dargestellt sind die klimatologisch gemittelten und geglätteten Transporte der Modelljahre 1987-1996 in drei verschiedenen Tiefenbereichen.	151
6.39	Mögliche Prozesse, die Phosphor in der Ostsee "gefangenhalten". (a) In küstennahen Bereichen wird sedimentierter Phosphor durch einen Gradienten der Erosionshäufigkeit beckenwärts transportiert. (b) An steilen Hängen bewegt sich erodiertes Fluffy-Layer-Material aufgrund der höheren Dichte der Trübungsschicht hangabwärts. (c) Gelangt Sediment in den Talweg, wird es von salinen Bodenströmungen beckenwärts transportiert. (d) Unterhalb der Redoxkline wird Eisenphosphat aufgespalten und das Phosphat diffundiert nach oben. (e) Dort wird mit der isobathenparallelen mittleren Strömung im Bereich des Tiefenbeckens zirkuliert.	153
7.1	(a) Eintrag von Stickstoff durch Fixierung [$\text{mol m}^{-2} \text{ a}^{-1}$], Mittelwert der Modelljahre 1987-1996. (b) Entfernung von fixiertem Stickstoff aus dem Ökosystem [$\text{mol m}^{-2} \text{ a}^{-1}$], Mittelwert der Modelljahre 1987-1996.	157
7.2	Saisonale Entwicklung der Gesamtmengen von bioverfügbarem durch Fixierung eingetragenen Stickstoff (ohne DON) in verschiedenen Tiefenschichten der Gotlandsee. Modelljahr 1996.	158
7.3	Nettotransporte von durch Cyanobakterien fixiertem Stickstoff aus der Oder über verschiedene Schnitte (s. Abb. 6.10), unterschieden nach Modellvariable. Mittelwert von 1992-1996. Positive Werte bedeuten nord- oder ostwärtigen Transport, mit Ausnahme des Schnittes G-SW.	159
7.4	Anteil verschiedener Prozesse an der Entfernung von fixiertem Stickstoff aus dem Ökosystem Ostsee. Dargestellt ist ein 10-Jahres-Mittelwert (1987-1996). Es wurden insgesamt 385.3 kt a^{-1} an Stickstoff aus dem System entfernt.	160
7.5	Räumliche Verteilung des Verlustes für fixierten Stickstoff durch Denitrifizierung in oxischen Sedimenten. Die Farbe stellt die Verweilzeit des Stickstoffs in der Ostsee dar, die Intensität beschreibt die Entfernungsrates. Volle Intensität bedeutet $100 \text{ mmol m}^{-2} \text{ a}^{-2}$. Dargestellt ist ein 10-Jahres-Mittelwert (1987-1996).	160

7.6	Räumliche Verteilung verschiedener Senken für fixierten Stickstoff. Die Farbe stellt die Verweilzeit des Stickstoffs in der Ostsee dar, die Intensität beschreibt die Entfernungsrage, volle Intensität bedeutet $10 \text{ mmol m}^{-2} \text{ a}^{-2}$. Dargestellt ist ein 10-Jahres-Mittelwert (1987-1996).	161
7.7	Anteil verschiedener Eintragsquellen an (a) den Einträgen von Stickstoff ins Ökosystem (1992-1996) und (b) der Gesamtmenge an Stickstoff im Modell (Jahresmittelwert 1996).	163
8.1	Zooplanktonkonzentration (links) und Biomassenkonzentration von Hering (rechts) in t km^{-2} . Mittelwert über die ersten zehn Tage der angegebenen Monate des ersten Modelljahres.	186

Literaturverzeichnis

- Aigars, J., and R. Carman (2001), Seasonal and spatial variations of carbon and nitrogen distribution in the surface sediments of the Gulf of Riga, Baltic Sea, *Chemosphere*, 43(3), 313–320, doi:10.1016/S0045-6535(00)00150-8.
- Alenius, P., K. Myrberg, and A. Nekrasov (1998), The physical oceanography of the gulf of finland: a review, *Boreal Environment Research*, 3(2), 97–125.
- Aneer, G. (1989), Herring (*Clupea harengus* L.) spawning and spawning ground characteristics in the Baltic Sea, *Fisheries Research*, 8(2), 169–195, doi:10.1016/0165-7836(89)90030-1.
- Antia, A. N. (2005), Particle-associated dissolved elemental fluxes: revising the stoichiometry of mixed layer export, *Biogeosciences Discussions*, 2(2), 275–302.
- Arrhenius, F., and S. Hansson (1993), Food consumption of larval, young and adult herring and sprat in the Baltic Sea, *MARINE ECOLOGY-PROGRESS SERIES*, 96, 125–137.
- Asper, V. L. (1987), Measuring the flux and sinking speed of marine snow aggregates, *Deep Sea Research Part A. Oceanographic Research Papers*, 34(1), 1–17, doi:10.1016/0198-0149(87)90117-8.
- BNI (2006), Baltic Environmental Database of the Baltic Nest Institute, <http://nest.su.se/models/bed.htm>.
- Brettar, I., and G. Rheinheimer (1991), Denitrification in the Central Baltic: evidence for H₂S-oxidation as motor of denitrification at the oxic-anoxic interface, *Mar. Ecol. Prog. Ser.*, 77(2-3), 157–169.
- Burchard, H., F. Janssen, K. Bolding, L. Umlauf, and H. Rennau (2009), Model simulations of dense bottom currents in the Western Baltic Sea, *Continental Shelf Research*, 29(1), 205–220.
- Carlson, L. (1991), Seasonal variation in growth, reproduction and nitrogen content of *Fucus vesiculosus* L. in the Oeresund, southern Sweden., *Botanica marina*, 34(5), 447–453.
- Carman, R., and P. Jonsson (1991), Distribution patterns of different forms of phosphorus in some surficial sediments of the Baltic Sea, *Chemical Geology*, 90(1-2), 91–106, doi:10.1016/0009-2541(91)90036-Q.

- Carman, R., J. Aigars, and B. Larsen (1996), Carbon and nutrient geochemistry of the surface sediments of the gulf of riga, baltic sea, *Marine Geology*, 134(1-2), 57–76, doi: 16/0025-3227(96)00033-3.
- Christiansen, C., et al. (2002a), Material transport from the nearshore to the basinal environment in the southern Baltic Sea: I. processes and mass estimates, *Journal of Marine Systems*, 35(3-4), 133–150.
- Christiansen, C., et al. (2002b), Temporal and spatial sedimentation rate variabilities in the eastern gotland basin, the baltic sea, temporal and spatial sedimentation rate variabilities in the eastern gotland basin, the baltic sea, *Boreas*, *Boreas*, 31, 31(1, 1), 65, 65–74, 74, doi:10.1111/j.1502-3885.2002.tb01056.x, 10.1111/j.1502-3885.2002.tb01056.x.
- Deleersnijder, E., J. Campin, and E. J. Delhez (2001), The concept of age in marine modelling: I. Theory and preliminary model results, *Journal of Marine Systems*, 28(3-4), 229–267, doi:10.1016/S0924-7963(01)00026-4.
- Deutsch, B., S. Forster, M. Wilhelm, J. W. Dippner, and M. Voss (2010), Denitrification in sediments as a major nitrogen sink in the Baltic Sea: an extrapolation using sediment characteristics, *Biogeosciences*, 7(10), 3259–3271, doi:10.5194/bg-7-3259-2010.
- Dorendorf, S. (2007), Zeitliche Dynamik der Nährstofffrachten der Oder im Hinblick auf Konsequenzen für das Stettiner Haff, *IKZM-Oder Berichte*, 39.
- Döös, K., H. E. M. Meier, and R. Döscher (2004), The Baltic haline conveyor belt or the overturning circulation and mixing in the Baltic, *Ambio*, 33(4-5), 261–266, PMID: 15264606.
- Einstein, A. (1905), Über die von der molekularkinetischen Theorie der Wärme geforderte Bewegung von in ruhenden Flüssigkeiten suspendierten Teilchen, *Annalen der Physik*, 322(8), 549–560.
- Elmgren, R. (1982), *Ecological and Trophic Dynamics in the Enclosed, Brackish Baltic Sea*, Department of Zoology and Askoe Laboratory.
- Emeis, K., et al. (2002), Material transport from the near shore to the basinal environment in the southern Baltic Sea: II synthesis of data on origin and properties of material, *Journal of marine systems*, 35(3-4), 151–168.
- Emelyanov, E. M. (2001), Biogenic components and elements in sediments of the Central Baltic and their redistribution, *Marine Geology*, 172(1-2), 23–41, doi:10.1016/S0025-3227(00)00121-3.
- Fennel, W. (2008), Towards bridging biogeochemical and fish-production models, *Journal of Marine Systems*, 71(1), 171–194.
- Fernö, A., T. Jørgensen, S. Løkkeborg, and P. D. Winger (2011), Variable swimming speeds in individual atlantic cod (*Gadus morhua* L.) determined by high-resolution acoustic tracking, *Marine Biology Research*, 7(3), 310–313.

- Fröhlich, K., J. Grabczak, and K. Rozanski (1988), Deuterium and oxygen-18 in the baltic sea, *Chemical Geology: Isotope Geoscience section*, 72(1), 77–83.
- Gill, A. (1982), *Atmosphere-ocean dynamics*, vol. 30, Academic Pr.
- Grant, W., and O. Madsen (1979), Combined wave and current interaction with a rough bottom, *Journal of geophysical Research*, 84(C4), 1797–1808.
- Grelowski, A., M. Pastuszek, S. Sitek, and Z. Witek (2000), Budget calculations of nitrogen, phosphorus and BOD5 passing through the Oder estuary, *Journal of Marine Systems*, 25(3-4), 221–237, doi:16/S0924-7963(00)00017-8.
- Griffies, S., and R. Hallberg (2000), Biharmonic friction with a smagorinsky-like viscosity for use in large-scale eddy-permitting ocean models, *Monthly Weather Review*, 128(8), 2935–2946.
- Gunnars, A., S. Blomqvist, and C. Martinsson (2004), Inorganic formation of apatite in brackish seawater from the Baltic Sea: an experimental approach, *Marine chemistry*, 91(1), 15–26.
- Gustafsson, B. G., and A. Stigebrandt (2007), Dynamics of nutrients and oxygen/hydrogen sulfide in the Baltic Sea deep water, *Journal of Geophysical Research*, 112, 12 PP., doi: 2007JG000304.
- Hagen, E., and R. Feistel (2007), Synoptic changes in the deep rim current during stagnant hydrographic conditions in the eastern gotland basin, baltic sea, *Oceanologia*, 49(2), 185–208.
- HELCOM (2003), Executive Summary of the fourth Baltic Sea pollution load compilation.
- Hietanen (2007), Anaerobic ammonium oxidation (anammox) in sediments of the Gulf of Finland, *Aquatic Microbial Ecology*, 48(3542), 197–205.
- Hjerne, O., and S. Hansson (2002), The role of fish and fisheries in Baltic Sea nutrient dynamics, *Limnology and oceanography*, pp. 1023–1032.
- Huse, I., and E. Ona (1996), Tilt angle distribution and swimming speed of overwintering Norwegian spring spawning herring, *ICES Journal of Marine Science: Journal du Conseil*, 53(5), 863–873.
- Isensee, K., S. Hille, M. Nausch, O. Dellwig, R. E. Blake, and M. E. Böttcher (2010), Oxygen isotope biogeochemistry of phosphate in brackish marginal seas: II. the baltic sea, in *EGU General Assembly Conference Abstracts*, vol. 12, p. 1838.
- Jaisi, D. P., R. E. Blake, and R. K. Kukkadapu (2010), Fractionation of oxygen isotopes in phosphate during its interactions with iron oxides, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 74(4), 1309–1319, doi:10.1016/j.gca.2009.11.010.
- Janssen, F., C. Schrum, and J. Backhaus (1999), A climatological data set of temperature and salinity for the Baltic Sea and the North Sea, *Deutsche Hydrographische Zeitschrift*, 51, 5–245.

- Jensen, L. M., K. Sand-Jensen, S. Marcher, and M. Hansen (1990), Plankton community respiration along a nutrient gradient in a shallow danish estuary., *Marine ecology progress series. Oldendorf*, 61(1), 75–85.
- Jäntti, H., F. Stange, E. Leskinen, S. Hietanen, et al. (2011), Seasonal variation in nitrification and nitrate-reduction pathways in coastal sediments in the gulf of finland, baltic sea, *Aquatic Microbial Ecology*.
- Kaiser, W., H. Renk, and S. Schulz (1981), Die primärproduktion der ostsee, *Geodät. Geophy. Veröff., RIV H*, 33, 27–52.
- Kimmance, S. A., W. H. Wilson, and S. D. Archer (2007), Modified dilution technique to estimate viral versus grazing mortality of phytoplankton: limitations associated with method sensitivity in natural waters, *Aquatic Microbial Ecology*, 49(3), 207–222, doi: 10.3354/ame01136.
- Kjørboe, T., P. Munk, and K. Richardson (1987), Respiration and growth of larval herring *Clupea harengus*: relation between specific dynamic action and growth efficiency., *Marine ecology progress series. Oldendorf*, 40(1), 1–10.
- Korth, F., I. Liskow, I. Fry, and M. Voss (), Nitrogen turnover during spring outflow from the nitrate-rich Curonian and Szczecin lagoon using dual isotopes in nitrate.
- Köster, F., et al. (2003), *Fish stock development in the central Baltic Sea (1974-1999) in relation to variability in the environment*, vol. 219, pp. 294–306.
- Kuhrts, C., W. Fennel, and T. Seifert (2004), Model studies of transport of sedimentary material in the western Baltic, *Journal of Marine Systems*, 52(1-4), 167–190, doi: 16/j.jmarsys.2004.03.005.
- Large, W., J. McWilliams, and S. Doney (1994), Oceanic vertical mixing: A review and a model with a nonlocal boundary layer parameterization, *Reviews of Geophysics*, 32, 363–403.
- Larsson, U., R. Elmgren, and F. Wulff (1985), Eutrophication and the Baltic Sea: Causes and consequences., *Ambio. Stockholm*, 14(1), 9–14.
- Larsson, U., S. Hajdu, J. Walve, and R. Elmgren (2001), Baltic sea nitrogen fixation estimated from the summer increase in upper mixed layer total nitrogen, *Limnology and Oceanography*, pp. 811–820.
- Lehvo, A., and S. Bäck (2001), Survey of macroalgal mats in the Gulf of Finland, Baltic Sea, *Aquatic Conservation: Marine and Freshwater Ecosystems, Aquatic Conservation: Marine and Freshwater Ecosystems*, 11(1), 11–18, doi:10.1002/aqc.428.
- Leonard, B. (1979), A stable and accurate convective modelling procedure based on quadratic upstream interpolation, *Computer methods in applied mechanics and engineering*, 19(1), 59–98.
- Leppäranta, M., and K. Myrberg (2009), *Physical oceanography of the Baltic Sea*, vol. 1, Springer.

- Liu, P., D. Schwab, and J. Bennett (1984), Comparison of a two-dimensional wave prediction model with synoptic measurements in lake michigan, *J. Phys. Oceanogr*, 14(9), 1514–1518.
- Lääne, A., et al. (2002), Evaluation of the implementation of the 1988 ministerial declaration regarding nutrient load reductions in the baltic sea catchment area, *Tech. rep.*, Finnish Environment Institute.
- Longinelli, A., and S. Nuti (1973), Revised phosphate-water isotopic temperature scale, *Earth and Planetary Science Letters*, 19(3), 373–376.
- Löser, N., and A. Sekscińska (2005), Integriertes Küsten-Flusseinzugsgebiets-Management an der Oder/Odra: Hintergrundbericht, *IKZM-Oder Berichte*, 14.
- Malmaeus, J., and O. Karlsson (2012), Estimating the pool of mobile phosphorus in offshore soft sediments of the Baltic Proper, *Air, Soil and Water Research*.
- McLaughlin, K., A. Paytan, C. Kendall, and S. Silva (2004), Phosphate oxygen isotopes as a tracer for sources and cycling of phosphate in San Francisco Bay, *AGU Fall Meeting Abstracts*, -1, 07.
- Megrey, B. A., K. A. Rose, S. Ito, D. E. Hay, F. E. Werner, Y. Yamanaka, and M. N. Aita (2007), North Pacific basin-scale differences in lower and higher trophic level marine ecosystem responses to climate impacts using a nutrient-phytoplankton-zooplankton model coupled to a fish bioenergetics model, *Ecological Modelling*, 202(1), 196–210.
- Müller-Karulis, B., and J. Aigars (2011), Modeling the long-term dynamics of nutrients and phytoplankton in the gulf of riga, *Journal of Marine Systems*, 87(3–4), 161–176, doi:10.1016/j.jmarsys.2011.03.006.
- Mohrholz, V., and H. Lass (1998), Transports between Oderhaff and Pomeranian bight - a simple barotropic box model, *Ocean Dynamics*, 50(4), 371–383.
- Mohrholz, V., T. Heene, I. Schuffenhauer, and S. Beier (2011), Scientific cruise report - MEDOS 2011.
- Neumann, T. (2007), The fate of river-borne nitrogen in the Baltic Sea - an example for the river Oder, *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 73(1-2), 1–7, doi:10.1016/j.ecss.2006.12.005.
- Neumann, T., and W. Fennel (2006), A method to represent seasonal vertical migration of zooplankton in 3D-Eulerian models, *Ocean Modelling*, 12(1-2), 188–204, doi:10.1016/j.ocemod.2005.05.007.
- Nielsen, P. (1992), *Coastal Bottom Boundary Layers and Sediment Transport*, new edition ed., World Scientific Pub Co.
- Nixon, S. W., et al. (1996), The fate of nitrogen and phosphorus at the land-sea margin of the North Atlantic ocean, *Biogeochemistry*, 35(1), 141–180.

- Olesen, M., C. Lundsgaard, and A. Andrushaitis (1999), Influence of nutrients and mixing on the primary production and community respiration in the Gulf of Riga, *Journal of Marine Systems*, 23(1-3), 127–143, doi:10.1016/S0924-7963(99)00054-8.
- Pacanowski, R., and S. Griffies (1998), Mom 3.0 manual, *NOAA/GFDL*.
- Passow, U. (1991), Species-specific sedimentation and sinking velocities of diatoms, *Marine Biology*, 108(3), 449–455, doi:10.1007/BF01313655.
- Passow, U. (2002), Transparent exopolymer particles (TEP) in aquatic environments, *Progress in Oceanography*, 55(3-4), 287–333.
- Perttilä, M., L. Niemistö, and K. Mäkelä (1995), Distribution, development and total amounts of nutrients in the Gulf of Finland, *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 41(3), 345–360, doi:10.1006/ecss.1995.0067.
- Pitkänen, H. (1991), Nutrient dynamics and trophic conditions in the eastern Gulf of Finland: the regulatory role of the Neva Estuary, *Aqua Fennica AQFEDI*, 21(2).
- Pohl, C., A. Löffler, and U. Hennings (2004), A sediment trap flux study for trace metals under seasonal aspects in the stratified baltic sea (Gotland basin; 57°19.20'N; 20°03.00'E), *Marine Chemistry*, 84(3–4), 143–160, doi:10.1016/j.marchem.2003.07.002.
- Radtke, H., T. Neumann, and W. Fennel (2012), A Eulerian nutrient to fish model of the Baltic Sea - a feasibility-study, *Journal of Marine Systems*, submitted.
- Razinkovas, A., M. Žilius, R. Pilkaityte, and R. Paškauskas (2010), N budget and eutrophication management in the Baltic lagoon: beyond the drainage basin nutrient load reduction measures.
- Samuelsson, P., et al. (2011), The rossby centre regional climate model RCA3: model description and performance, *Tellus A*, 63(1), 4–23, doi:10.1111/j.1600-0870.2010.00478.x.
- Savchuk, O. P. (2002), Nutrient biogeochemical cycles in the gulf of riga: scaling up field studies with a mathematical model, *Journal of Marine Systems*, 32(4), 253–280, doi:10.1016/S0924-7963(02)00039-8.
- Savchuk, O. P. (2005), Resolving the Baltic Sea into seven subbasins: N and P budgets for 1991-1999, *Journal of Marine Systems*, 56(1-2), 1–15, doi:10.1016/j.jmarsys.2004.08.005.
- Scheffer, M., J. M. Baveco, D. L. DeAngelis, K. A. Rose, and E. H. Van Nes (1995), Super-individuals a simple solution for modelling large populations on an individual basis, *Ecological modelling*, 80(2), 161–170.
- Schneider, B. (2011), PO₄ release at the sediment surface under anoxic conditions: a contribution to the eutrophication of the Baltic Sea?, *Oceanologia*, 53(1-TI), 415–429, doi:10.5697/oc.53-1-TI.415.

- Schneider, B., G. Nausch, K. Nagel, and N. Wasmund (2003), The surface water CO₂ budget for the Baltic Proper: a new way to determine nitrogen fixation, *Journal of Marine Systems*, 42(1-2), 53–64, doi:10.1016/S0924-7963(03)00064-2.
- Schneider, B., S. Kaitala, M. Raateoja, and B. Sadkowiak (2009), A nitrogen fixation estimate for the Baltic Sea based on continuous pCO₂ measurements on a cargo ship and total nitrogen data, *Continental Shelf Research*, 29(11-12), 1535–1540.
- Schneider, B., G. Nausch, and C. Pohl (2010), Mineralization of organic matter and nitrogen transformations in the Gotland Sea deep water, *Marine Chemistry*, 119(1–4), 153–161, doi:10.1016/j.marchem.2010.02.004.
- Schott, F., and D. Quadfasel (1979), Lagrangian and eulerian measurements of horizontal mixing in the baltic, *Tellus*, 31(2), 138–144.
- Schulz, H. D., and M. Zabel (2000), *Marine geochemistry*, Springer Verlag.
- Schwab, D., J. Bennett, P. Liu, and M. Donelan (1984), Application of a simple numerical wave prediction model to Lake Erie, *Journal of Geophysical Research*, 89(C3), 3586–3592.
- Seitzinger, S. P. (1988), Denitrification in freshwater and coastal marine ecosystems: ecological and geochemical significance, *Limnology and Oceanography*, pp. 702–724.
- Semtner, A. J. (1976), A model for the thermodynamic growth of sea ice in numerical investigations of climate, *Journal of Physical Oceanography*, 6(3), 379–389, doi:10.1175/1520-0485(1976)006<0379:AMFTTG>2.0.CO;2.
- Shaffer, G., and U. Rönner (1984), Denitrification in the Baltic proper deep water, *Deep Sea Research Part A. Oceanographic Research Papers*, 31(3), 197–220, doi:10.1016/0198-0149(84)90102-X.
- Smagorinsky, J. (1963), General circulation experiments with the primitive equations, *Monthly weather review*, 91(3), 99–164.
- Smith, S. D., and E. G. Banke (1975), Variation of the sea surface drag coefficient with wind speed, *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 101(429), 665–673, doi:10.1002/qj.49710142920.
- Stepanaukas, R., N. O. Jørgensen, E. O. R, A. Zvikas, L. J. Tranvik, and L. Leonardson (2002), Summer inputs of riverine nutrients to the Baltic Sea: bioavailability and eutrophication relevance, *Ecological monographs*, 72(4), 579–597.
- Stevens, D. (1990), On open boundary conditions for three dimensional primitive equation ocean circulation models, *Geophysical & Astrophysical Fluid Dynamics*, 51(1-4), 103–133.
- Struck, U., F. Pollehne, E. Bauerfeind, and B. v. Bodungen (2004), Sources of nitrogen for the vertical particle flux in the gotland sea (Baltic Proper)—results from sediment trap studies, *Journal of Marine Systems*, 45(1-2), 91–101, doi:10.1016/j.jmarsys.2003.11.012.

- Svaney, D. (1998), The Curonian Lagoon (Kurschiu Gulf).
- Tamminen, T., and J. Seppälä (1999), Nutrient pools, transformations, ratios, and limitation in the gulf of riga, the baltic sea, during four successional stages, *Journal of Marine Systems*, 23(1–3), 83–106, doi:10.1016/S0924-7963(99)00052-4.
- Thurrow, F. (1997), Estimation of the total fish biomass in the Baltic Sea during the 20th century, *ICES Journal of Marine Science: Journal du Conseil*, 54(3), 444–461.
- Tuominen, L., A. Heinnen, J. Kuparinen, and L. P. Nielsen (1998), Spatial and temporal variability of denitrification in the sediments of the northern baltic proper, *Marine Ecology Progress Series*, 172, 13–24, doi:10.3354/meps172013.
- Turnewitsch, R., and C. Pohl (2010), An estimate of the efficiency of the iron- and manganese-driven dissolved inorganic phosphorus trap at an oxic/euxinic water column redoxcline, *Global Biogeochemical Cycles*, 24, 15 PP., doi:201010.1029/2010GB003820.
- Turnpenny, A. W. H. (1983), Swimming performance of juvenile sprat, *Sprattus sprattus* l., and herring, *Clupea harengus* l., at different salinities, *Journal of Fish Biology*, 23(3), 321–325.
- Uppala, S., et al. (2005), The ERA-40 re-analysis, *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 131(612), 2961–3012.
- Vogt, H., and W. Schramm (1991), Conspicuous decline of *Fucus* in Kiel Bay (western Baltic): What are the causes?, *Marine ecology progress series. Oldendorf*, 69(1), 189–194.
- Voipio, A. (1981), *The Baltic Sea*, Elsevier.
- Voss, M., K. C. Emeis, S. Hille, T. Neumann, and J. W. Dippner (2005), Nitrogen cycle of the Baltic Sea from an isotopic perspective, *Global biogeochemical cycles*, 19(3), GB3001.
- Voss, M., B. Deutsch, I. Liskow, M. Pastuszak, U. Schulte, and S. Sitek (2010), Nitrogen retention in the Szczecin Lagoon, Baltic Sea, *Isotopes in Environmental and Health Studies*, 46(3), 355–369, doi:10.1080/10256016.2010.503895.
- Walve, J., and U. Larsson (1999), Carbon, nitrogen and phosphorus stoichiometry of crustacean zooplankton in the Baltic Sea: Implications for nutrient recycling, *Journal of Plankton Research*, 21(12), 2309–2321, doi:10.1093/plankt/21.12.2309.
- Wasmund, N., G. Nausch, B. Schneider, K. Nagel, and M. Voss (2005), Comparison of nitrogen fixation rates determined with different methods: a study in the Baltic Proper, *Marine Ecology Progress Series*, 297, 23–31, doi:10.3354/meps297023.
- Wassmann, P. (2005), Pelagic eutrophication in the gulf of riga, in *Drainage basin nutrient inputs and eutrophication: an integrated approach*.

- Weisstein, E. W. (2012), Random walk - 1-dimensional, <http://mathworld.wolfram.com/RandomWalk1-Dimensional.html>, from MathWorld – a Wolfram Web Resource.
- Winton, M. (2000), A reformulated three-layer sea ice model, *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 17(4), 525–531, doi:10.1175/1520-0426(2000)017<0525:ARTLSI>2.0.CO;2.
- Witek, Z., C. Humborg, O. Savchuk, A. Grelowski, and E. Lysiak-Pastuszek (2003), Nitrogen and phosphorus budgets of the Gulf of Gdansk (Baltic Sea), *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 57(1-2), 239–248, doi:10.1016/S0272-7714(02)00348-7.
- You, Z., D. Wilkinson, and P. Nielsen (1992), Velocity distribution in turbulent oscillatory boundary layer, *Coastal engineering*, 18(1-2), 21–38.
- Yurkovskis, A., F. Wulff, L. Rahm, A. Andruzaitis, and M. Rodriguez-Medina (1993), A nutrient budget of the Gulf of Riga; Baltic Sea, *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 37(2), 113–127, doi:10.1016/0022-0745(93)90046-6.
- Yurkovskis, A., E. Kostichkina, and A. Ikauniece (1999), Seasonal succession and growth in the plankton communities of the Gulf of Riga in relation to long-term nutrient dynamics, *Hydrobiologia*, 393, 83–94.